Földtani Közlöny

135/3 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2005

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 135/3

Budapest
ISSN 0015-542X

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 135/3, 331– 352. (2005) Budapest

Az ófalui „migmatit" eredete és deformációtörténete

Origin and deformation history of the Ófalu "migmatite"

M. TÓTH Tivadar[1] – KOVÁCS Gábor[1] – SCHUBERT Félix[1] – DÁLYAY Virág[1]

(5 ábra, 3 tábla)

Tárgyszavak: ortogneisz, milonit, cirkon morfológia, kvarc szutúra
Keywords: orthogneiss, mylonite, zircon morphology, quartz suture

Abstract

The most frequent rock type of the Mecsekalja shear zone at Ófalu is a mylonite of unknown protolith. The original lithology was previously regarded as a migmatite and later as a metasandstone, but neither version has been proven by firm petrological data yet. The aim of the present study is to determine the protolith through investigation of accessory phases, first of all zircon, as well as geometry of quartz grain boundary patterns.

Following standard methods, 60 idiomorphic zircon grains were separated, which plot into neighbouring fields (S13, S12, S4, S7, S8, S9, S10, S17) in PUPIN's (1980, 1985) system. From different textural positions 125 quartz-quartz sutures were digitised and evaluated by a fractal geometry approach. The grain boundary curves exhibit bifractal behaviour, which, following the thermometer of KRUHL & NEGA (1996), relate to the composite effect of an early (~710 °C, D=1.09±0.01) and a late (~350 °C, D=1.27 ± 0.02) thermal event. The later one can be identified with the mylonitic shearing, which resulted in a rather rough curve in small scale. In some cases also traces of a thermal overprint at ~550 °C (D=1.17 ± 0.01) can be postulated.

Based on the homogeneous population of idiomorphic zircon grains and the consequent high temperature quartz sutures, the protolith of the Ófalu mylonite could not be of fine grained sedimentary origin, it rather represents a granitoid or orthogneiss rock. Comparing our zircon typology data to those, characteristic in the neighbouring Mórágy Granite Formation, any relationship seems improbable. The evolution and the zircon population of the Ófalu mylonite, on the other hand, are similar to those typical for the orthogneiss zone extending NE from the study area.

Összefoglalás

A Mecsekalja-zóna leggyakoribb kőzete a korábban migmatitnak, majd metahomokkőnek, később milonitnak határozott kőzettípus, mely pontosabban meghatározatlan protolit nyírásával keletkezett. Vizsgálataink során azokat az ásványi és szöveti indikátorokat elemeztük, melyek őriznek információt a deformációs és metamorf hatások előtti kőzet minőségéről. Célunk a kiindulási kőzettípus meghatározása, és minél pontosabb jellemzése volt.

A milonitból 60 db tökéletesen idiomorf, nem koptatott cirkon szemcsét szeparáltunk, melyek morfológiai jellemzőik alapján a tipológiai diagramban szomszédos mezőket (S13, S12, S4, S7, S8, S9, S10, S17) fednek le. A milonitban eltérő szöveti helyzetben megjelenő kvarcdús sávokban 125 kvarc-kvarc szemcsehatárt digitalizáltunk és fraktál geometriai módszerekkel vizsgáltuk a szutúragörbe bonyolultságát. A kapott fraktáldimenzió értékek, valamint KRUHL & NEGA (1996) termométere alapján megállapítható, hogy a kőzetet három fontos hőhatás érte, egy korai magas hőmérsékletű (~710 °C, D=1,09±0,01), majd egy későbbi (~350 °C, D=1,27±0,02), mely utóbbi a kis mérettartományban rendkívül tagolt görbét eredményező milonitosodáshoz kapcsolható. Néhány minta esetében egy ~550 °C (D=1.17±0.01) esemény is kimutatható.

A magas hőmérsékletű kvarc szemcsehatárok és a homogén, nem koptatott szemcsékből álló cirkon populáció alapján az ófalui milonit esetében a finom szemcsés üledékes protolit kizárható,

[1] SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H-6721 Szeged, Egyetem u. 2-6.

legvalószínűbb kiindulási kőzetként valamely gránit, vagy ortogneisz jöhet számításba. A szomszédos Mórágyi Gránitra jellemző cirkon típusok nem vethetők össze az ófalui mintákkal. Feltűnő ugyanakkor a hasonlóság a Mecsekalja-zóna ÉK-i folytatásában feltárt ortogneisz vonatkozásában.

Bevezetés

A Mecsekalja-zóna egy alig másfél km széles tektonikus öv, jelentősége mégis alapvető a Dél-Dunántúl szerkezeti felépítésének megértésében. Fontossága az itt található, összefoglalóan az Ófalui Formációba sorolt kőzettípusok sokfélesége mellett abban van, hogy a perm óta aktív oldalelmozdulásos zóna a földtani múltban sok szempontból meghatározta a szomszédos területek szerkezeti fejlődését, deformációs jellegét (SZEDERKÉNYI 1975, 1977, 1979, KOROKNAI et al. 2003). A számos egzotikus, sok részletproblémát nyújtó kőzettípus (szerpentinit, kristályos mészkő, grafit pala, becsípett jura időszaki üledékes kőzetek stb.) mellett az Ófalui Formáció legáltalánosabban elterjedt kőzete a kezdetben migmatitnak (JANTSKY 1979), majd metahomokkőnek (SZEDERKÉNYI 1977) határozott, erőteljesen nyírt, részlegesen megolvadt és K-metaszomatizált (SZEDERKÉNYI 1975), főleg kvarcból és földpátból álló típus. A már korán felismert nyírásos deformációhoz kapcsolódó kinetikus indikátorok részletes tanulmányozása alapján SCHUBERT (1997) és TÜSKE (2001) a kőzetet milonitnak minősítette, ezzel megerősítve SZEDERKÉNYI (1975) felismerését. A kőzetek milonit jellegét és a valódi migmatitosodás hiányát igazolták ÁRKAI & NAGY (1994) vizsgálatai is, akik a nyírást követő metamorf felülbélyegzés hatásaira is rámutattak.

A számos fontos részletében egyelőre nem ismert, de meglehetősen bonyolult deformációs és metamorf fejlődéstörténet feltehetően lényegében eltüntette az eredeti, milonitosodás előtti kőzettípusok minden lényeges szöveti jellemzőjét (ÁRKAI & NAGY 1994). Így a publikált adatok alapján a milonit protolitjaként sem a migmatit (JANTSKY 1979), sem a metahomokkő (SZEDERKÉNYI 1977) feltételezést nem tarthatjuk kellően megalapozottnak. Munkánk célja a kiindulási kőzet eredetének vizsgálata; annak kiderítése, vajon valamely intruzív vagy metamorf kőzet, esetleg törmelékes üledékes kőzet (s ha igen, milyen) lehetett az ófalui milonit premetamorf kőzettípusa. Mivel a milonit név a protolit minőségére nem, csupán a plasztikus deformáció jellegére utal, a nevezéktani bizonytalanság miatt a vizsgált kőzettípusra a továbbiakban „migmatit" elnevezést alkalmazzuk.

Munkánk során a kvarc-földpát kőzetek milonitos nyírásával rendszerint együtt járó jelentős mértékű elemmobilizáció (GLAZNER & BARTLEY 1991, BIALEK 1999) miatt geokémiai módszereket nem alkalmaztunk. Kizárólag azokat az ásványi és szöveti indikátorokat vizsgáltuk, melyek őriznek információt a deformációs és metamorf hatások előtti kőzet minőségéről. A célnak alapvetően két, alapjaiban eltérő megközelítést találtunk megfelelőnek. Az összes potenciálisan felmerülő protolittípus feltehetően tartalmaz akcesszórikus ásvány szemcséket, melyek típusa, alakja, koptatottsági foka jól jellemezheti a kiindulási kőzetet. Különösen fontos lehet az elemzés szempontjából a cirkonkristályok vizsgálata, hiszen a PUPIN (1980 1985) által bevezetett értékelési metodika alapján akár az eredeti magmás vagy metamorf kőzettest, akár az egykori homokkő lepusztulási

területe értékelhetővé válik. A részletes cirkonmorfológiai elemzés a protolit jellemzésén túl hozzájárulhat a Mecsekalja-zóna rokon területeinek azonosításához a Tiszai-egységen belül, akár azon kívül is.

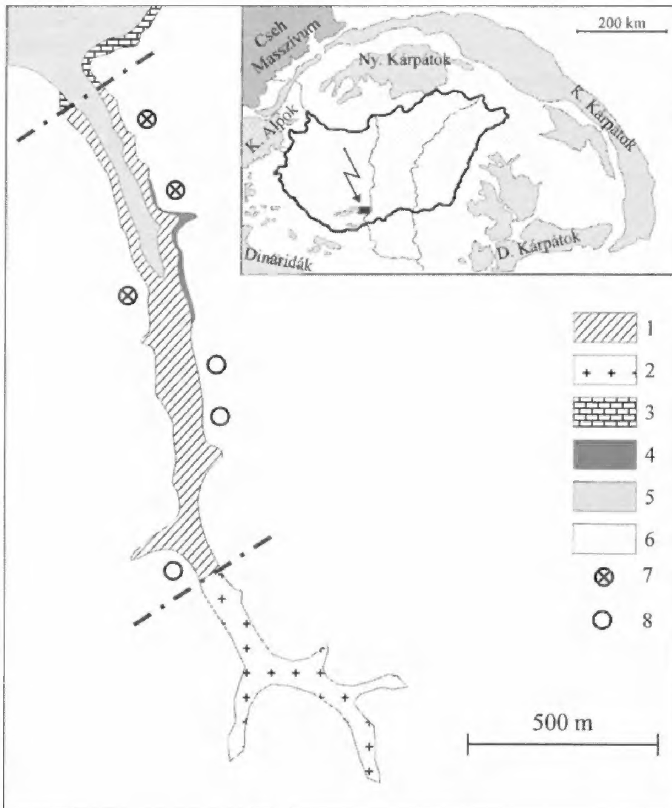
Az irodalmi adatok, és saját előzetes petrográfiai megfigyeléseink is megerősítették, hogy a vizsgált kőzet egyik legfontosabb kőzetalkotó ásványa a kvarc. Ismert, hogy szomszédos monomineralikus ásványszemcsék között kialakuló szemcsehatár a kristályosodás, illetve a statikus és dinamikus átkristályosodás fizikai körülményei, elsősorban a hőmérséklet és a deformációs ráta függvényében eltérő bonyolultságú szutúravonalat alkot (TAKAHASHI et al. 1998). A mintázat jelentős mértékben függ ugyanakkor a szemcsék orientációjától, illetve a diszlokációs sík kristálytani helyzetétől (NISHIKAWA et al. 2004), valamint a fluidum mennyiségétől is (TRIMBY et al. 2000; MORGAN & LAW 2004).

Az igen sok információt hordozó szutúra mintázatának bonyolultsága számos geometriai eszközzel mérhető. TORIUMI (1989) Fourier-analízis segítségével vizsgálta a szemcsehatárokat, mások fraktálgeometriai módszerekkel közelítették a bonyolult mintázatot (HORNBOGEN 1987, TANAKA & IIZUKA 1991, KRUHL & NEGA 1996, TAKAHASHI et al. 1998), míg SAIKI (1997), és NISHIKAWA et al. (2004) görbületi analízist alkalmaztak. KRUHL & NEGA (1996) geometriai adatok alapján kalibrált geotermométere alapján a szutúra kialakulásának hőmérséklete is viszonylag kis bizonytalansággal becsülhető. Nagyszámú varratvonal részletes geometriai vizsgálata alapján kideríthető, hogy azok milyen hőmérsékletű események kumulált hatására alakultak ki.

Az alábbiakban a Mecsekalja-zóna központi, legjobban ismert területéről, az Ófalu melletti Aranyos-völgy északi szakaszáról gyűjtött, korábban „szalagos migmatitnak", majd metahomokkőnek határozott kőzetmintákon végzett cirkonmorfológiai és kvarc szemcsehatár-vizsgálataink eredményeit foglaljuk össze.

Földtani háttér

A Mórágyi Gránit tömbjét északról határoló, különböző típusú metamorfitokat feltáró keskeny zóna létére már a korai térképező munkák (VADÁSZ 1914) felhívták a figyelmet (*1. ábra*). A szerzők felismerték a kőzetek nyírt, deformált jellegét, s a Mecsekalja-zónát – mai megítélésünkkel sok szempontból azonos módon – vetőzónaként értelmezték. A terület fő kőzeteinek minősítése, valamint azok genetikai értékelése ugyanakkor alapvetően eltér a különböző szerzők esetében (összefoglalva lásd FÜLÖP 1994). Ennek oka a kőzetek nagyfokú deformáltságában, metamorf átalakulásában, s az eredeti szöveti-szerkezeti bélyegek eltűnésében keresendő. Mai megítélésünk szerint (SZEDERKÉNYI 1977, 1979) az Ófalui Formációt elsősorban metagrauwacke és metavulkanitok (metaandezit, metabazalt, aktinolit pala stb.), kisebb mennyiségben egzotikus kőzetblokkok (fillit, kristályos mészkő, szerpentinit) alkotják. SZÁDECZKY-KARDOSS (1959), majd számos munkájában JANTSKY (1979) az Ófalu környéki völgyek fő kőzeteként a szalagos migmatitot jelölték meg, mely értelmezésük szerint szoros genetikai rokonságban áll az anatektikus eredetű Mórágyi Gránittal. SZEDERKÉNYI (1977) – hivatkozva a terület kisfokú metamorf állapotára – vitatta a regionális ultrametamorf keletkezési módot, s a kőzet szalagos migmatithoz hasonló megjelenését a



1. ábra. Az ófalui zóna földtani térképe az Aranyos-völgyben (Balla 2003 után). 1. Ófalui Formáció 2. Mórágyi Formáció 3. alsó-jura homokkő 4. pannóniai üledékek 5. allúvium 6. lösz. 7. a nehézásvány és szemcsehatár vizsgálatok mintavételi helyei, 8. a petrográfiai vizsgálatok mintavételi helyei

Fig. 1. Geologic sketch map of the Ófalu zone in the Aranyos valley (after Balla *2003). 1 Ófalu Formation 2 Mórágy Formation 3 Lower-Jurassic sandstone 4 Pannonian sediments 5 alluvial deposits 6 loess. Inset: Location of the study area in the Alpine–Carpathian–Pannonian system. 7 samples for zircon morphology and quartz suture studies, 8sample locations for petrographical studies*

metagrauwacke nyírásával szinkron K-metaszomatózissal magyarázta. Felismerte, hogy a Mecsekalja-zóna a Mórágyi Gránit vonulatának a tengelyében található, azt észak felől is a granitoid alaphegység határolja.

Számos, a Mórágyi Gránit testet és a Mecsekalja-zónát harántoló fúrás metabázikus kőzetei alapján Árkai & Nagy (1994) megállapították, hogy a milonitosodás a metamorf átalakulás progresszív ágán érte a területet. A biotitzóna felső részében (kb. 530–550 °C, < 2 kb) lezajló metamorf felülbélyegzést a gránit hőhatásának tulajdonították. Koroknai et al. (2003) nagy mennyiségű fúrásanyag vizsgálata eredményeként megerősítették a gránittestet átszelő keskeny milonitzónák létét, s a deformáció hőmérsékletét mikroszerkezeti adatokra hivatkozva a felső zöldpala fáciesben jelölték meg. Nem foglaltak ugyanakkor egyértelműen állást a nyírás és a metamorfózis relatív korviszonyainak kérdésében; feltételezésük szerint a milonit képződése részben a retrográd ághoz köthető (Koroknai, személyes közlés). Lelkes-Felvári et al. (2000) a Mőcsény–I fúrás vizsgálata során az általuk ultramilonitnak határozott kőzetben talált gránátreliktumok alapján a kőzet protolitját ortogneiszként határozták meg. A Mórágyi Gránitot metsző aplitok gránátszemcséinek zónássága alapján Király & Török (2003) a magmás keletkezést követő plasztikus deformációval egyidejű továbbnövekedést mutattak ki. Ásványkémiai és reológiai meggondolások alapján a milonitosodást a 450–500 °C hőmérséklet intervallumban becsülték.

Módszerek

Az Aranyos-völgy északi szakaszán, illetve a keleti mellékvölgyek feltárásaiban gyűjtött közel 25 kg "migmatit" (metahomokkő) mintából a nehézásvány és kvarc szemcsehatár vizsgálatok előtt 40, a palásságra merőleges, a foliációs síkokon jelentkező lineációval párhuzamos orientációjú mintákból készített vékonycsiszolatot vizsgáltunk meg. A terepi mintavétel során irányított mintavétel nem történt, elsősorban szöveti és ásvány szemcse reliktumokat, a fejlődéstörténet legkorábbi állomására utaló bélyegeket kerestünk. Mindkét vizsgálat céljából elsősorban a minél kevésbé nyírt, durva szemcsés mintákat választottuk. Cirkonvizsgálatra emellett nagy filloszilikát (klorit) tartalmú, bár rendszerint intenzíven deformált példányokat is gyűjtöttünk. Azon mintákból, amelyeken a lineáció nem volt egyértelműen meghatározható, elsőként palássággal párhuzamos orientációjú vékonycsiszolatokon határoztuk meg a lineáció irányát. A gyűjtött minták lelőhelyeit az *1. ábra* mutatja.

Nehézásvány szeparálás

A nagy klorittartalmú, intenzíven milonitosodott mintából közel 8 kg-ot, a három mintavételi pontból származó, durvaszemcsés mintákból összesen 2,5 kg-ot törtünk össze, majd szitáltunk át száraz szitasoron. A 0,25–0,063 mm szemcseméretű őrleményt bromoformban történt ülepítés során könnyű és nehéz frakcióra választottuk szét. A nehéz frakciót Franz Isodynamic mágneses szeparátoron 0,2 A-enként tovább osztályoztuk mágneses és nem mágneses ásvány frakciókra. A végső, 1,7 A-en nyert fázist metilén-jodidban további két részre bontottuk. A petrográfiai vizsgálatok során minden egyes frakció ásványos összetételét megvizsgáltuk, a nehézásvány szemcséket binokuláris mikroszkóp alatt válogattuk ki és vizsgáltuk. A könnyű frakcióban dúsuló felzikus kőzetalkotók nagy része káliföldpát, plagioklász és kvarc összetételű volt. A bromoformban leülepedett frakció mágneses szeparálása során a mágneses szeparátum 0,8 A-ig főként csillámokat tartalmazott; az áramerősség növelésével egyre inkább csökkent a biotit mennyisége, s nőtt a kloritér, majd a muszkovit vált uralkodóvá. Kvarc minden frakcióban található, a diamágneses ásványok között igen gyakori az apatit és a cirkon.

A szeparált cirkon ásványokat egyenként felragasztottuk, majd arannyal vontuk be, és a Szegedi Tudományegyetem Növénytani Tanszékén Hitachi S2400 típusú pásztázó elektronmikroszkópon 400–800-szoros nagyítás mellett vizsgáltuk az egyes szemcsék morfológiáját, koptatottságát, Pupin-féle típusát (PUPIN 1980, 1985). Az intenzíven milonitosodott mintákból alig néhány cirkonszemcsét tudtunk kiszeparálni. A durvaszemcsés kőzetminták cirkon populációinak nagyfokú azonossága miatt a megfelelő mintavételi pontok eredményeit összesítve tárgyaljuk.

Kvarc szemcsehatár vizsgálat

Nagy kvarctartalmú magmás és metamorf kőzetek esetében gyakori az egymást érintő azonos típusú ásványszemcsék határán a kristályosodás és defor-

mációtörténet hatásait tükröző szutúravonal kialakulása. Mivel az egyes szemcsék szabad energiáját jelentős mértékben a szemcsehatár hossza (a szemcse felülete) határozza meg, polikristályos anyag ezen érték redukciójára, s így egyenes határok elérésére törekszik. A folyamat a hőmérséklet emelkedésével egyre hatásosabbá válik, ami magas hőmérsékleten kialakult poligonális szövetek esetében közel egyenes; míg pl. alacsony hőmérsékletű nyírás rendkívül tagolt, bonyolult lefutású szemcsehatárt eredményez (MASUDA & FUJIMURA 1981). Kísérleti körülmények között deformált polikristályos kvarcaggregátumok mikroszkópi vizsgálata alapján HIRTH & TULLIS (1992) különböző diszlokációs tartományokat határoztak meg, melyekben – a hőmérséklet emelkedésével párhuzamosan – a szemcsehatár vándorlástól a diszlokációs csúszásig változik a hatásos folyamat jellege. KRUHL & NEGA (1996) polikristályos, eltérő hőmérsékleten rekrisztallizálódott kőzetekben hasonlították össze a kvarcszemcsék között kialakuló szutúravonal bonyolultságát, és ennek mértéke alapján termométert kalibráltak. Az eljárást kísérleti adatok alapján TAKAHASHI et al. (1998) finomították.

A szemcsehatár olyan geometriai objektum, amely mérettartománytól függetlenül önmagához hasonló görbe, ennek megfelelően bonyolultságának mértékét KRUHL & NEGA (1996) a szutúra fraktál dimenziójaként definiálják, s mérésére a MANDELBROT (1967) által bevezetett módszert ajánlják. Ennek lényege, hogy a mért bonyolult görbét r hosszúságú szakaszokból álló poligonnal közelítjük, s ekkor a különböző r értékek mellett kapott L(r) hosszúságokra igaz, hogy $L(r) = r^{1-D}$, ahol D a keresett fraktál dimenzió értéke. Alacsony (~1) dimenzióérték viszonylag sima szutúravonalat és ennek megfelelően magas hőmérsékletet jelez, míg a hőmérséklet csökkenése tagolt görbét, és magasabb dimenzióértéket eredményez. Matematikai szempontból a kvarc szutúravonalak az általánosított Koch-görbével (MANDELBROT 1983) azonosíthatók, melyek közül két eltérő dimenzióértékkel jellemezhető, így eltérő bonyolultságú, valamint az ezek kombinációjaként előálló bifraktálgörbét mutat be a 2. *ábra.* A fraktáldimenzió származtatására más eljárások is ismertek, TAKAHASHI et al. (1998) a LOVEJOY (1982) által bevezetett „terület-kerület" (area-perimeter) módszert ajánlják.

Az ófalui kőzetminták vizsgálata során tíz kiválasztott vékonycsiszolatban összesen 125 szutúrát digitalizáltunk az elérhető legjobb felbontás mellett, majd a fent ismertetett módon meghatároztuk a jellemző dimenzió értékeket.

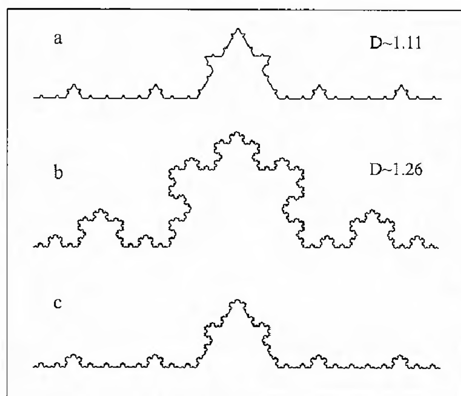
Eredmények

Petrográfia

Az Aranyos-völgyből származó minták szöveti bélyegeik tekintetében markánsan eltérnek egymástól attól függően, hogy a völgy felső (déli) vagy alsó (északi) részéből származnak. A hasonló ásványtani összetétel mellett az északi feltárások kőzeteiben nagy számú és nagy méretű földpát porfiroklaszt fordul elő, a déli mintákban a kőzet átlagos szemcsemérete lényegesen kisebb. Megfigyeléseink alapján nem dönthető el egyértelműen, hogy a szemcseméretkülönbség a különböző intenzitású deformáció vagy a protolit eltérő szemcse-

méretéből fakad, esetleg ezek együttes hatásának eredménye. Ezért a továbbiakban kizárólag a völgy északi szakaszát reprezentáló, kőzettanilag egységes típust képviselő „migmatit" mintákkal foglalkozunk.

A vizsgált kőzeteket makroszkóposan megfigyelhető mély behatolású foliáció jellemzi (*I. tábla, a*). A zöldes árnyalatú, finomszemcsés foliációs síkokat döntően klorit és szericit definiálja; gyakoriak a fél cm-t meghaladó méretű muszkovit lemezek. A kőzetek ásványos összetételüket tekintve döntően káli- és plagioklász földpát, kvarc, klorit, muszkovit összetétellel jellemezhetők. Járulékos elegyrészként cirkont, apatitot és pirit utáni pszeudomorfózákat tartalmaznak; néhány mintában üde biotit és gránát is megjelenik. A földpátok minden mintában igen erősen szericitesedtek, a plagioklász ikerlemezek az esetek döntő részében hajlottak, helyenként deformációs ikerlemezek jelennek meg. A klasztok esetenként boudinage szerkezetűek (*I. tábla, g*), gyakrabban a foliációval párhuzamos állású σ-klaszt-szerű nyomásárnyék szerkezeteket alkotnak (*II. tábla, g*). A burkolt klasztok szárnyaiban rekrisztallizált földpát nem található, azokat kvarc, klorit és szericit alkotják. Gyakoriak a törésesen deformálódott földpátklasztok és a „csillámhalak" (*I. tábla, f*) is.



2. *ábra*. a, b) Eltérő fraktáldimenzió értékkel (~1,11, ~1,26) jellemezhető, eltérő bonyolultságú Koch-görbék. c) Az előző kettő kombinációjaként előálló görbe nagy mérettartományban D~1.11, finomabb felbontás mellett D~1.26 dimenzióval jellemezhető

Fig. 2. a, b) Koch-curves with different fractal dimensions (~1.11 and ~1.26, respectively). c) Combination of the previous curves with D~1.11 for large scale, and D~1.26 for small scale structures

A kvarcszalagok irányítottsága, valamint a lapított kvarcszemcsék megnyúltsági iránya rendszerint egybeesik a fő lineációs iránnyal. A vizsgált mintákban nagy számban fordulnak elő nagyméretű muszkovit „csillámhalak", melyek foliációval párhuzamos szemcsehatárain gyakran finomszemű, rekrisztallizálódott szárnyak jelennek meg (*I. tábla, f*). A kvarc mellett a klorit játszik meghatározó szerepet a foliáció felépítésében. Általános a nagy filloszilikát tartalmú mátrix S-C szerkezetbe rendeződése (*I. tábla, e*), az egymástól 3–5 mm-re párhuzamosan megjelenő nyírási kötegeket rendszerint klorit és karbonát tölti ki. A cirkon a nagy klorittartalmú mafikus sávokban koncentrálódik, és gyakori zárvány a káliföldpátklasztokban is. A nagyobb káliföldpátklasztokban helyenként enyhén kloritosodott biotit lemezkék őrződtek meg, néhány minta apró ($<$ 500 μm) méretű, a szemcsék magjában megjelenő hajlított zárványsorok és a zárványmentes perem alapján pre- és/vagy szinkinematikus szöveti helyzetű metamorf gránátszemcséket tartalmaz (*I. tábla, c*).

Egy mintában egy kb. 5×3×2 cm méretű megnyúlt, halvány rózsaszínű kőzettörmelék került elő (*I. tábla, a*). Ásványai a milonitosodott típussal azonosak; főleg káliföldpát és kvarc alkotják. A nyírás miatt a primer szemcsék mérete és érintkezési viszonyaik megváltoztak; a határokon csillámkötegek keletkeztek, a kvarc rekrisztalizálódott, a mafikus elegyrészek kloritosodtak, jelenleg csak

pszeudomorfózáik láthatók. Bár a kiindulási kőzet szövete mindezek miatt nehezen rekonstruálható, a kép egyértelműen intruzív magmatitra utal. A kőzetalkotó ásványok között legnagyobb méretben és mennyiségben megjelenő káliföldpát jellege alapján az eredeti szövet inekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés lehetett.

A káliföldpát több cm-es méretű, pertites szemcséket alkot (*I. tábla, b*). Intenzíven deformált, zárványként elsősorban helyenként mirmekites plagioklász földpátot (*I. tábla, b*), kvarcot, kloritot, apatitot és cirkont tartalmaz (*I. tábla, d*). Az 5 mm maximális méretű hipidiomorf plagioklász zárványok optikai tulajdonságaik (szimmetrikus zónában mért kioltás) alapján oligoklász összetételűek, helyenként cirkont tartalmaznak zárványként. A deformált plagioklász kristályok rendszerint hajlottak, hasadozottak (*I. tábla, b*). A káliföldpát kvarczárványai enyhén unduláló kioltásúak, szemcseméretük meghaladja a nyírt mátrixra jellemző értéket. A deformációmentes apatit nyúlt, tűs megjelenésű, átmetszete hatszöges. A megnyúlt, idiomorf cirkon kristályok (*I. tábla, d*) helyenként zónásak.

Cirkon morfológia

A cirkon zárványként földpátban, kvarcban és biotitban (kloritban) fordul elő (*I. tábla, d*). A szemcsék többnyire színtelenek, átlátszók, bár vannak vörösesbarna kristályok is. Gyakran a színtelen kristályok az élek mentén halvány vöröses árnyalatúnak tűnnek. Gyakori, hogy zárványként opak ásványokat tartalmaznak, melyek néha a növekedési zónássággal párhuzamosan jelennek meg, s jelölik ki a cirkonok kristályosodás során létrejött belső szerkezetét. A vizsgált ásványok idiomorfok, az élek jól láthatók a szemcsék nagy részében. A vizsgált cirkonfrakcióban kis számban törött, deformált, alárendelten kissé lekerekített élű szemcsék is előfordulnak. A prizma- és piramislapok egymáshoz viszonyított aránya általában jól vizsgálható, a kristályokon az (100) és az (110) prizmalapok közel azonos arányban fejlettek, vagy az (110) lapok nagyobbak. A piramislapok közel azonos fejlettségűek: (101)=(211), bár gyakori, hogy (101)>(211) vagy (101)<(211). A morfológiai vizsgálatok során 60 db szemcsét osztályoztunk PUPIN (1980) módszere alapján; a cirkonkristályok leginkább az S13, S12, valamint az S4, S7, S8, S9, S10, S17 típusokba sorolhatók (*III. tábla, a–h*). A cirkonpopuláció morfológiai típusai jól lehatárolható helyet foglalnak el a tipológiai diagramban (*5/a. ábra*), ami a kőzet genetikai osztályozásánál fontos szempontként szerepel. A cirkonkristályok morfológiai típusainak gyakoriságából számított indexek I.A=385 és I.T.=418.

Kvarc szemcsehatár vizsgálatok

A vizsgált kőzetekben polikristályos kvarc szemcsehalmazok három fő szöveti helyzetben tanulmányozhatók. Számos esetben fordulnak elő nagyméretű, nem, vagy csak alig lapított szemcsékből álló csoportok, megőrződött 120 ° körüli, bár erősen tagolt szemcsehatárokkal (*II. tábla, a–c*). Igen gyakoriak a foliáció irányába rendeződött, kisméretű megnyúlt, lapított szemcsékből álló kvarcszalagok (*II. tábla, d–f*), valamint kvarc alkotja a földpátklasztok rekrisztallizált szárnyait is (*II. tábla, g–h*). Mindhárom szöveti helyzetben megfigyelhető a kvarcszemcsék

mozaikos unduláló kioltása (*II. tábla, f*). Különösen a kvarcszalagokban gyakori a szubszemcsék megjelenése, ugyanakkor éles szubszemcse határok itt sem figyelhetők meg (*II. tábla, b, f*). Feltűnő az átkristályosodott szemcsehalmazokban a mag-köpeny szerkezetek teljes hiánya, ami arra utal, hogy a polikristályos kvarcaggregátumok kialakulásában a szubszemcse rotáció feltehetően nem játszott jelentős szerepet. Szemcsék és alszemcsék határain egyaránt rendkívül jelentős a szemcsehatár migráció hatása, elsősorban ezen folyamat eredményeként alakult ki a teljes kőzetre jellemző rendkívül tagolt szemcsehatár (*II. tábla, c, f, h*). A megnyúlt szemcsék fő foliációs iránnyal párhuzamos szemcsehatárai ugyanakkor gyakran alig tagoltak (*II. tábla, c, f*). Az elsősorban szemcsehatár-vándorlás eredményeként kialakuló teljes mértékű rekrisztallizáció HIRTH & TULLIS (1992) osztályozása alapján alacsony hőmérsékleten deformálódott kőzetekre jellemző.

A vizsgált 125 kvarc szemcsehatárgörbe szöveti helyzettől függetlenül három fő típusba sorolható (3. *ábra*). Legtöbb esetben relatív nagy mérettartományban a szutúrák közel egyenesek, lényegében alig tagoltak (*II. tábla, a*), ami kis dimenzió értéket eredményez (D=1,09 ± 0,01). Ez KRUHL & NEGA (1996) termométere alapján 700 °C körüli hőmérsékletnek felel meg (4. *ábra*). Ugyanezen görbék ugyanakkor kis mérettartományban lényegesen tagoltabbak, szignifikánsan magasabb dimenzióérték mellett (1,27±0,02; ~350 °C, 3., 4. *ábra*). A két mérettartomány közötti határ éles (3. *ábra, a, b*), a bonyolult lefutású szutúra csak valamely maximális mérethatárig jellemzi a szemcsehatár görbéket.

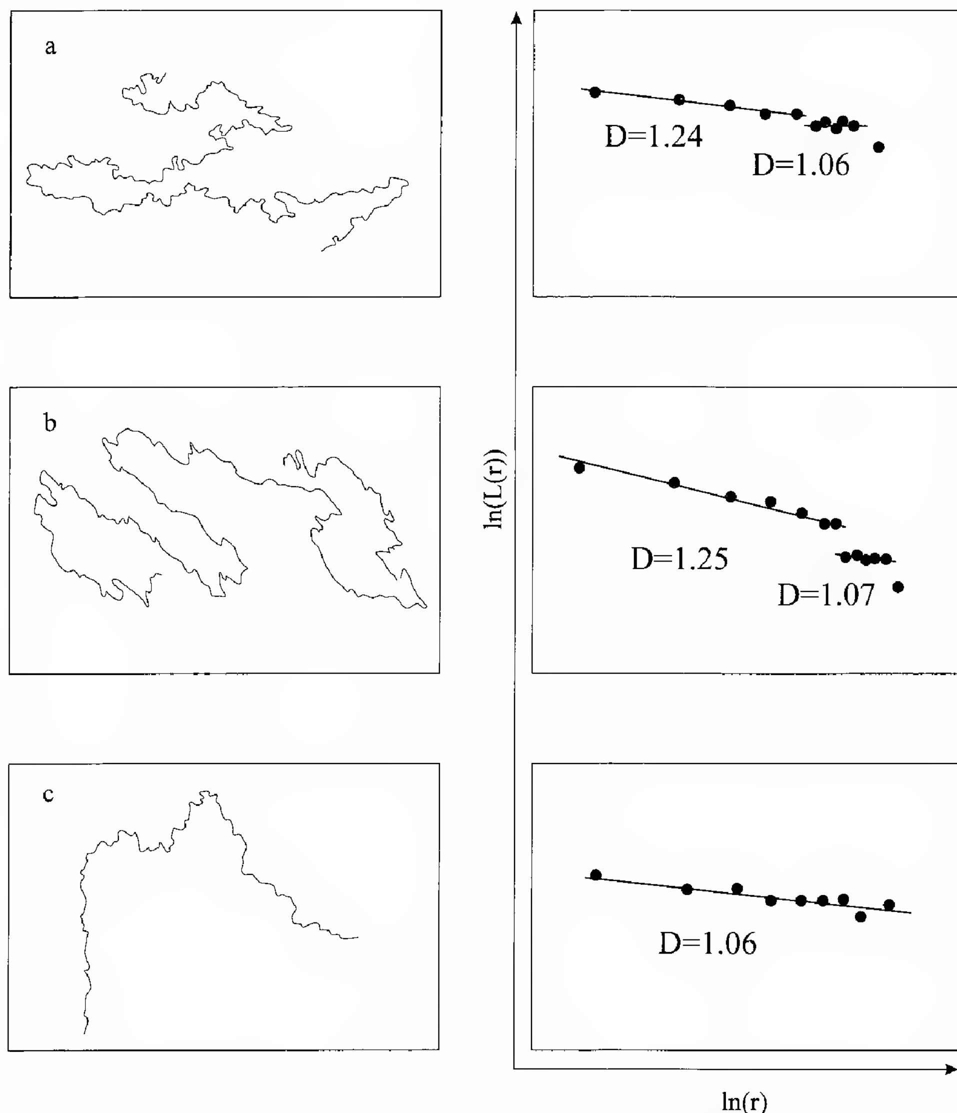
A vizsgált görbék egy része (3. *ábra, c*) a teljes mérettartományban skálainvariáns, s alacsony dimenzióérték jellemző (~1,09). Ezek a szemcsehatárok a korai, magas hőmérsékletű esemény nyomát őrzik, mentesek az alacsony hőmérsékletű felülbélyegzéstől. Ebben a csoportban találhatók a megőrződött gránittörmelék poligonális kvarclencséinek szemcsehatárai is. Néhány görbe esetében közepes mérettartományban D=1,17±0,01 dimenzióérték jellemző, ami 550 °C körüli hőmérsékletnek felel meg (4. *ábra*).

A kvarcszalagokban tapasztalható jelentős mértékű szemcseméret csökkenésből, valamint a szemcsék megnyúltságából adódó termometriai, paleopiezometriai becslési lehetőségeket (WHEELER 1984, GLEASON & TULLIS 1993, KRUHL 1998, MORGAN & LLAW, 2004) jelen cikkben nem tárgyaljuk.

Diszkusszió

Az ófalui „migmatit" evolúciója

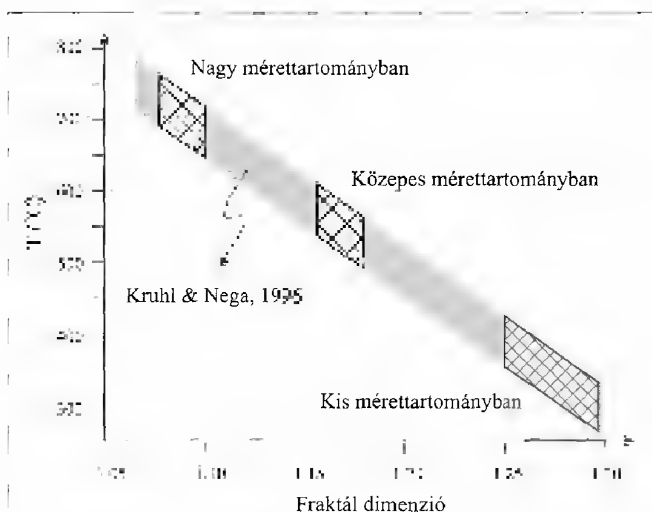
A mikroszkópi vizsgálatok alapján az ófalui „migmatit" fejlődéstörténetét három fő esemény határozta meg; (1) az eredeti, ismeretlen eredetű protolit (2) metamorf felülbélyegzését (3) intenzív nyírásos deformáció követte. A metamorfózis részletes vizsgálata, mely biotit, és gránát indexásványok megjelenésével járt, kívül esik dolgozatunk témáján. Mindazonáltal a biotit és a gránát kialakulása, valamint az egyes kvarcszutúrák alapján becsülhető 550 °C körüli késői átkristályosodás jól azonosítható az ÁRKAI & NAGY (1994), a LELKES-FELVÁRI et al. (2000), valamint a KIRÁLY & TÖRÖK (2003) által felismert metamorf esemény-



3. ábra. a, b) A vizsgált szemcsehatár görbék hossza a ln(r) vs. ln(L(r)) térben két eltérő iránytangensű egyenes szakasszal jellemezhető; jellegzetes bifraktál mintázatok. A nagy mérettartományban kis bonyolultságú, kis mérettartományban összetett görbék két egymásra lapolódó deformációs esemény kumulált hatását mutatják. c) Egyes szutúrák a teljes vizsgált mérettartományban azonosan kis dimenzió értéket mutatnak

Fig. 3. a, b) Quartz grain boundaries are typical bi-fractal patterns giving two line segments with different slopes in the ln(r) vs. ln(L(r) space. The curves are rather rough in small scale, while large scale patterns are much more smooth suggesting effects of two overlapping deformation events. c) Some sutures exhibit identical fractal dimension in the whole studied range

nyel, valamint a Mórágyi Gránitot ért metamorfózis fizikai körülményeivel is (KOROKNAI et al. 2003). Míg ugyanakkor az ÁRKAI & NAGY (1994) által vizsgált metabázikus kőzetek esetében a szöveti kép és a gránátok kémiai zonációja



4. *ábra.* A KRUHL & NEGA (1996) által kalibrált termométer alapján a kvarc szutúra-vonalak kompozitgörbéi egy ~710 °C és egy ~350 °C körüli hőmérsékleten történt esemény együttes hatását tükrözik. Néhány szemcsehatár esetében ezek mellett egy ~550 °C esemény hatása is kimutatható

Fig. 4. Based on the thermometer of KRUHL *&* NEGA *(1996), the composite quartz suture curves indicate the common effect of an early event with a temperature of ~710 °C and another one with T ~350 °C. In case of a few boundaries also an episode with T ~550 °C is implied*

nyírás utáni metamorf felülbélyegzésre utal, az ófalui kőzetek pre-, szinkinematikus gránátszemcséi alapján – hasonlóan a gránit (KOROKNAI, személyes közlés) és az aplitok (KIRÁLY & TÖRÖK 2003) fejlődéséhez – a milonitosodás részben a metamorfózis termális csúcsát követő retrográd ágon történt.

Az ásványos összetételében meglehetősen homogén kőzet kvarc, K-földpát, plagioklász, biotit, muszkovit dominanciájú kiinduló anyaga – a korábbi elképzelésekkel összhangban – magas metamorf fokú gneisz, migmatit (JANTSKY 1979), éretlen sziliciklasztos üledék (SZEDERKÉNYI 1977), esetleg gránit lehetett. A képet kissé árnyalja a granitoid kőzetszemcse petrográfiai jellege (vö. *I. tábla, a, b, d*). A fő kőzetalkotók típusa, a szöveti jellemzők, valamint a járulékos elegyrészek alapján a protolit valamely granitoid kőzet, vagy ennek törmeléke lehetett.

A megőrződött járulékos ásványtársaság összetételére a kis variabilitás jellemző; azt kizárólag apatit és cirkon alkotja. A legtöbb vizsgált cirkonkristály idiomorf, amelyek semmi jelét nem viselik szállításnak, koptatásnak. Nagyon kis számban ugyan, de vannak törött szemcsék is a populációban. STEYRER & STURM (2002) szerint a cirkonok átlagos mérete a deformáció mértékének növekedésével változik; a hosszúság/szélesség aránya csökken, a törött kristályok száma a deformációt nem szenvedett mellékkőzettől a milonitosodott változatig fokozatosan növekszik. A nyírási zónák magjában a cirkonszemcséknek rendszerint csak kis hányada nem deformált kis méretük, esetleg zárványként való megjelenésük miatt (BOULLIER 1980). Ez lehet az oka annak, hogy bár több feltárásból, jelentős mennyiségű kőzetanyag vizsgálatát végeztük el, csak a legkevésbé nyírt mintákból került elő viszonylag kis számú ép cirkonszemcse a szeparálás során.

Morfológiai jellemzőik alapján a vizsgált cirkonszemcsék a Pupin-diagramban (PUPIN 1980) egy jól körülhatárolható tartományt definiálnak, mely egybeesik a fő kőzetalkotó ásványok által kijelölt mezőkkel. A homogén cirkonpopuláció lehetőséget ad az egykori granitoid kőzet típusának, keletkezési körülményeinek körülhatárolására is. A számolt I.A és I.T indexek alapján kizárhatók a magas

index értékű köpeny eredetű alkáli sorozat gránitjai és a tholeiites gránitok is. Valószínűbb, hogy az eredeti kőzet kéreg eredetű, az intruzív, peralumíniumos monzogránit-granodiorit mezőbe, esetleg a mészalkáli, K-mészalkáli sorozathoz tartozott. A kétféle csillám jelenléte, az amfibolok, piroxének (ill. ezek pszeudomorfózáinak) teljes hiánya egyértelműen viszonylag alacsony hőmérsékleten kialakult granitoid kőzetre utal, amit a kvarc szemcsehatárok alapján becsült értékek is alátámasztanak. Mind a 125 vizsgált szutúra esetében megállapítható volt, hogy a szomszédos kvarcszemcsék határvonala – adott mérettartomány fölött – igen kis hibával azonos bonyolultságú, s egyidejű kristályosodásuk 700 °C körüli hőmérsékleten történt. Ugyancsak az alacsony hőmérsékletű kristályosodást támasztja alá a cirkon prizma lapok méretében megfigyelt (110) = (100) reláció is (PUPIN 1980). Mindezek a bélyegek egységes eredetű, granitoid anyagú protolitra utalnak, s egyúttal valószínűtlenné teszik a finom törmelékes üledékes eredetű kiindulási kőzet lehetőségét. Adataink alapján ugyanakkor nem lehet kizárni egy egykori homogén granitoid anyagú lepusztulási területről származó durvatörmelékes anyag lehetőségét sem. A szöveti kép, a becsült alacsony kristályosodási hőmérséklet és a homogén cirkonpopuláció morfológiai jellemzői alapján az eredeti gránitolvadék kéreg eredetű, S-típusú, peralumíniumos karakterű lehetett.

A fent bemutatott, dominánsan nem-koaxiális nyírásra, valamint a plasztikus deformációra utaló szöveti bélyegek alapján – a korábbi megfigyelésekkel összhangban (SZEDERKÉNYI 1975, SCHUBERT 1997, TÜSKE 2001) – a vizsgált kőzet milonit. Erre utalnak az S-C szerkezetek, a burkolt porfiroklaszt-szerű nyomásárnyék szerkezetek, valamint a „csillámhalak" is. Figyelembe véve a kvarc plaszticitási határát, valamint azt a tényt, hogy a rotáló földpátklasztok szárnyaiban rekrisztallizálódó földpát nem jelenik meg, a deformáció hőmérséklete a 270–400 °C intervallumban valószínűsíthető (PASSCHIER & TROUW 1996). Ezzel az adattal igen jól egyezik a kvarc szemcsehatár vizsgálatok során származtatott, 350 °C körüli rekrisztallizációs hőmérséklet. A mikroszkópi képpel összevetésben megállapítható, hogy a kvarcszutúrák elsősorban a nyírás irányában ható szemcsehatár migráció eredményeképpen váltak kis mérettartományban rendkívül tagolttá, amit magyarázhat az, hogy az alacsony hőmérsékleten domináns újrakristályosodási folyamat, a szemcsehatár migráció (HIRTH & TULLIS 1992) szubmikroszkópos méretben zajlik. Ez a hatás ugyanakkor nem tudta átírni a szutúrák nagyobb léptékben jellemző struktúráját. A becsült hőmérsékleti érték jó egyezést mutat a Mórágyi Gránitot harántoló milonit zónák mikroszerkezeti jellemzői alapján adott hőmérséklet intervallummal (KOROKNAI et al. 2003), ugyanakkor számottevően alacsonyabb az aplitok esetében becsült értéknél (KIRÁLY & TÖRÖK 2003).

A vizsgált kőzet mindezek alapján közepes fokú metamorfózist szenvedett gránit (ortogneisz) milonitja.

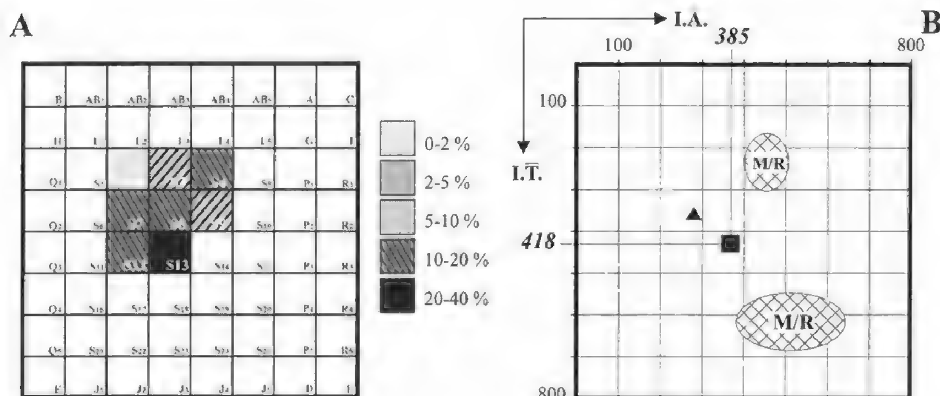
Rokonság

Az ófalui gránit/ortogneisz milonit metamorf és deformáció története igen sok hasonlóságot mutat a területen található metabázikus kőzetek (ÁRKAI & NAGY 1994), valamint a szomszédos Mórágyi Gránit fejlődésével. Amellett, hogy a két

terület kiindulási gránitja 500 °C körül metamorfizálódott, majd alacsony hőmérsékleten milonitosodott ismert, hogy a Mórágyi Gránit tömbjén belül térképezett milonitsávok párhuzamos lefutásúak a Mecsekalja-zónával (KOROKNAI et al. 2003).

A kőzettanilag és geokémiailag meglehetősen heterogén összetételű, kémiai jellegét tekintve elsősorban metalumíniumos karakterű, I és I/S típusú (BUDA et al. 1999, 2000, KLÖTZLI et al. 2004) Mórágyi Gránittal kapcsolatos cirkonmorfológiai eredmények jelentősen szórnak. Petrográfiai vizsgálatok alapján BUDA (1969) két fő típust, fehér földpát porfiroblasztos, és vörös földpátos granitoidot különített el. Az előbbi típus akcesszóriái között gyakori az allanit, ami BROSKA & UHER (1991) vizsgálatai szerint a gránit magas hőmérsékleten történt kialakulására utal. Ezt támasztják alá a kőzetváltozat cirkonmorfológiai adatai is (DANI 1993); a leggyakoribb cirkontípusok az S20, S25, S24, P4 és a P5, s ez alapján a cirkonok kialakulási hőmérséklete 800 °C körülire becsülhető. A vizsgált kőzetek a kevert köpeny és kéreg eredetű mészalkáli és szubalkáli gránitok csoportjához tartoznak. Az ásványos összetétel, a szöveti bélyegek, az eltérő cirkonpopuláció, valamint az allanit teljes hiánya alapján az ófalui minták a fehér földpátos gránittal nem rokoníthatók.

Ha figyelembe vesszük a Mórágyi Gránit cirkonjaival kapcsolatos újabb eredményeket is (BUDA et al. 1999, KLÖTZLI et al. 2004), melyek szerint a K- és Mg-gazdag granitoid sorozat (durbachit) jellemző cirkonpopulációja két diszkrét mezőre, egy S4-S9 és egy S19-S22 dominanciájú tartományra osztható, akkor jobb egyezést találhatunk az általunk vizsgált milonit és a Mórágyi Gránit között. Ugyanakkor nehezen indokolható, hogy miért kizárólag a gránitban mennyiségileg rendszerint alárendelt S4–S9 populáció jelenik meg az Aranyos-völgy mintáiban. Emellett a mórágyi minták S4–S9 típusú cirkonszemcséi speciális lapított habitust mutatnak (KLÖTZLI et al. 2004), ami teljes mértékben idegen a vizsgált ófalui populációban. A cirkonszemcsék lapított habitusa általánosan megfigyelt, s meghatározó jelentőségű a durbachitos kőzetekben, bár ennek közvetlen petrokémiai okai egyelőre nem ismertek (KLÖTZLI, személyes közlés). Így, bár a rekonstruálható petrográfiai hasonlóságok, valamint DANI (1993), BUDA et al. (1999) és KLÖTZLI et al. (2004) eredményei alapján nem zárható ki egyértelműen, hogy „a mórágyi gránitvonulat tengelyében" (SZEDERKÉNYI 1977) fekvő Mecsekalja-zóna menti milonitosodás magát a Mórágyi Gránitot érte, a bimodális cirkoneloszlás és a lapított habitusú S4–S9 típusok teljes hiánya, valamint az ófalui granitoid feltételezhető peralumíniumos karaktere ez ellen szólnak. Bár PUPIN (1980) szerint statisztikailag megalapozott cirkonmorfológiai megállapításhoz legalább 100–150 szemcsét kell megvizsgálni, ANDERSEN (2005) numerikus szimulációinak eredménye alapján ennél nagyságrenddel kevesebb (35–70) szemcse is elegendő lehet. Jóllehet ANDERSEN (2005) számításait cirkon egykristály koradatokra végezte, statisztikai megközelítése automatikusan alkalmazható morfológiai adatokra is. Eszerint, feltéve, hogy minden populációból (morfológiai típusból) azonos valószínűséggel került cirkonszemcse a vizsgált mintába, a jellemzett 60 szemcse között (95%-os valószínűségi szinten) minden olyan populáció képviseltetve lesz, amely gyakorisága a kőzetben legalább az 5%-ot eléri. Más olvasatban, annak a valószínűsége, hogy a kőzetben 10%-os gyakori-



5. ábra. a) A vizsgált kőzet cirkon szemcséinek morfológiai eloszlása a PUPIN (1980) féle diagramban. b) Az ófalui milonit, a Mórágyi Gránit illetve a sarkadi ortogneisz elhelyezkedése a tipológiai diagramban (négyzet – Ófalu, milonit (jelen vizsgálatok); háromszög – Békési-medence, ortogneisz (Sarkad–22, DANI 1994); M/R Mórágyi rög, Ny-Mecsek, granitoid (DANI 1993, BUDA et al. 1999, KLÖTZLI et al. 2004)

Fig. 5. a) Distribution pattern of the studied zircon subtypes in the PUPIN's diagram (1980). b) Distribution of the studied samples, the Mórágy Granite and the Sarkad orthogneiss bodies in the typological diagram (square – Ófalu, mylonite (this project); triangle – Békés Basin, orthogneiss (Sarkad–22, DANI 1994); M/R – Mórágy Hills, W Mecsek granitoid (DANI 1994, BUDA et al. 1999, KLÖTZLI et al. 2004)

sággal jelen lévő cirkontípust ne ismerjünk fel, gyakorlatilag nulla. Mivel a vizsgált ófalui anyag cirkonmorfológiai szempontból homogén, a viszonylag kevés analizált szemcse ellenére statisztikailag is megalapozott az az állítás, miszerint az szignifikánsan eltér a Mórágyi Gránitétól.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy az ófalui milonit protolitja a cirkon-morfológia és a rekonstruálható genetikai szempontok (peralumíniumos jellegű, S-típusú gránit) alapján nem azonosítható a Mórágyi Gránittal.

Célszerűnek látszik eredményeinket a Tiszai-egység kőzetein készült más, ismert cirkon vizsgálati adatokkal is összevetni. Feltűnő a hasonlóság az ófalui és a Békési-medence északi peremén feltárt sarkadi metagranitoidok (ortogneiszek) cirkonpopulációi között. Ez utóbbiak szintén a kéreg eredetű (szub)autochton monzogránit és granodiorit, illetve az intruzív peralumíniumos monzogránit és granodiorit mezejébe esnek, ahol a cirkon fő képződési hőmérséklete 650 °C körüli (DANI 1993). A sarkadkeresztúri kiemelkedésen feltárt kőzettípus Ny–DNy felé jól követhető ortogneisz zónát alkot az Alföld aljzatában Mezősas, Szeghalom, Dévaványa, Szank irányában (SZEPESHÁZY 1973, M. TÓTH & ZACHAR 2003, ZACHAR & M. TÓTH 2003). Jelenleg részletesen vizsgált legnyugatibb előfordulása a Jánoshalma–Sükösd–Érsekcsanád aljzat-kiemelkedés területén nyomozható (ZACHAR & M. TÓTH 2004), ahol az egykori peralumíniumos összetételű granitoid test 600 °C körüli maximális hőmérsékleten metamorfizálódott, majd milonitosodott (ZACHAR & M. TÓTH 2004). A keletkezett ortogneiszben általános a gránát reliktumok megjelenése, ami a kőzet fejlődését a LELKES-FELVÁRI et al. (2000) által tárgyalthoz teszi hasonlóvá. SCHUBERT & M. TÓTH

(2001) mikroszerkezeti vizsgálatai szerint az ortogneiszzóna milonitosodása a metamorf fejlődés retrográd ágához köthető.

POGÁCSÁS et al. (1989) szerint a Mecsekalja-zóna keleti irányban geofizikai módszerekkel a Tiszántúlon a Körösökig követhető, s ilyen értelemben topográfiailag egybeesik az Alföldön már SZEPESHÁZY (1973) által felismert ortogneiszzóna vonalával. Ez alapján, figyelembe véve az eredeti granitoidok peralumíniumos jellegét, az azonos tipológiájú cirkon populációkat és az összevethető metamorf, majd deformáció történeteket, nem zárható ki, hogy az ófalui gránit milonit az alföldi ortogneisz zóna DNy-i folytatása lenne.

Összefoglalás

Dolgozatunk célja a régóta vitatott eredetű ófalui „szalagos migmatit" premetamorf kőzettípusának és deformáció történetének körülhatárolása volt. Ehhez a deformációs és metamorf felülbélyegzés hatásainál korábbi ásványtani és szöveti bélyegeket, megőrződött akcesszórikus fázisokat és kvarc szemcsehatárokat vizsgáltunk.

Utóbbi mérések egymásra lapolódó hatások eredményeként kialakult, geometriailag összetett görbéket mutatnak, s három jellegzetes, egymásra épülő szutúra típus jelenlétét bizonyították. Legnagyobb mérettartományban a szomszédos kvarc szemcséket kis bonyolultságú, sima lefutású határ választja el egymástól. KRUHL & NEGA (1996) termométere alapján keletkezése egységesen 710 °C körül történhetett. Minden vizsgált mintában jellemző a kis mérettartományban nagymértékben tagolt, alacsony hőmérsékleten (kb. 350 °C) keletkezett szutúra megjelenése; a magas hőmérsékleten kialakult szutúra vonalak bizonyos mérettartomány alatt az alacsony hőmérsékletű milonitos deformáció hatására átíródtak. A plasztikus deformáció azonban nem érintette a teljes szemcséket, a megőrződött eredeti magas hőmérsékletű szemcsehatárok széles mérettartományban azonos geometriát mutatnak. A milonitosodás hőmérséklete 350 °C körül lehetett, ami az ásványtani megfigyelések alapján becsülhető intervallumba esik. Néhány vizsgált esetben magasabb hőmérsékletre (~550 °C) utaló – valószínűleg a területet a milonitosodás előtt ért regionális metamorfózis hatását tükröző – értékek is előfordultak.

A vizsgált kőzet nem migmatit, de nem is metahomokkő. Legvalószínűbb, hogy egykori gránit/ortogneisz alacsony hőmérsékletű milonitja alkotja a vizsgált területen a Mecsekalja-zóna fő kőzettípusát. Az ófalui gránit milonit nagyon kevés információt őrzött meg az egykori intruzív kőzet petrográfiai, petrológiai jellemzőiből, azokat a metamorfózis, majd a milonitosodás lényegében teljesen megszüntette. Jellemző járulékos ásványa a cirkon, melynek nem koptatott szemcséi homogén morfológiai típust reprezentálnak. Morfológiai jellegük alapján peralumíniumos monzogránit-granodiorit típusra utalnak.

A lehetséges rokon kőzeteket vizsgálva megállapítható, hogy a jellemző akcesszórikus fázisok, a cirkon morfológiai adatok és a rekonstruálható genetikai kép alapján a kiindulási kőzet nem azonosítható a Mórágyi Gránittal. Feltűnő a hasonlóság ugyanakkor az ófalui gránit milonit és az ismert alföldi ortogneisz zóna kőzetei vonatkozásában.

Köszönetnyilvánítás

Megköszönjük MIHALIK Erzsébetnek, a SZTE Növénytani Tanszék vezetőjének az SEM fotók elkészítése során nyújtott önzetlen segítségét. Köszönjük KIRÁLY Edit és BUDA György kritikai észrevételeit, a kézirat minden részletre kiterjedő részletes bírálatát. A munkát támogatta az OTKA (F32792, D45921), valamint az OMAA (53öu4).

Irodalom – References

ANDERSEN, T. 2005: Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulations. – *Chemical Geology* **216**, 249–270.

ÁRKAI, P. & NAGY, G. 1994: Tectonic and magmatic effects on amphibole chemistry in mylonitized amphibolites and amphibole-bearing enclaves associated with granitoid rocks, Mecsek Mountains, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **37**, 235–268.

BALLA, Z. szerk. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszín alatti és kiegészítő felszíni földtani kutatás 2004–2007.

BIALEK, D. 1999: Chemical changes associated with deformation of granites under greenschist facies conditions: the example of the Zawidów Granodiorite (SE Lusatian Granodiorite Complex, Poland). – *Tectonophysics* **303/1–4**, 251–261.

BOULLIER, A., M. 1980: A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix: example of zircons and feldspars. – *Journal of Structural Geology* **2**, 211–217.

BROSKA I. & UHER P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite, monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). – *Geologica Carpathica* **42**, 271–277.

BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – *Földtani Intézet Évkönyve* **4**, 129–287.

BUDA, Gy. 1969: Genesis of the granitoid rocks of Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of feldspars. – *Acta Geologica Hungarica* **13**, 131–155.

BUDA, Gy., LOVAS, Gy., KLÖTZLI, U. & COUSEN, B. I. 1999: Variscan granitoids of the Mórágy Hills (South Hungary). – *Beih. z. Eur. J. Mineral.* **11/2**, 21–32.

BUDA, Gy., PUSKÁS, Z., GÁL-SOLYMOS, K., KLÖTZLI, U. & COUSEN, B. 2000: Mineralogical, petrological and geochemical characteristics of crystalline rocks of Üveghuta boreholes (Mórágy hills, South Hungary). – *Ann. Rep. Geol. Inst. Hungary* **1999**, 231–252.

DANI Z. 1993: A magyarországi granitoidok járulékos elegyrészeinek vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE, Budapest, 65 p.

FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. – Akadémiai kiadó, Budapest. 447 p.

GLAZNER, A. F. & BARTLEY, J. M. 1991: Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California. – *Journal of Structural Geology* **13/5**, 587–594.

GLEASON, G. C. & TULLIS, J. 1993: Improving flow laws and piezometers for quartz and feldpar aggregates. – *Geophysical Research Letters* **20**, 2111–2114.

HIRTH, G. & TULLIS, J. 1992: Dislocation creep regimes in quartz aggregates. – *Journal of Structural Geology* **14**, 145–159.

HORNBORGEN, E. 1987: Fractal analysis of grain boundaries in hot-worked poly-crystals. – *Zeitschrift für Metallkunde* **78**, 622–625.

JANTSKY B. 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – *Földtani Intézet Évkönyve* **60**, 385 p.

KIRÁLY, E. & TÖRÖK, K. 2003: Magmatic garnet in deformed aplite dykes from the Mórágy granitoid, SE-Transdanubia, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **46/3**, 239–254.

KLÖTZLI, U. S., BUDA, Gy. & KOLLER, F. 1999: Geochronological evidence for the derivation of the Mecsek Mountains, South Hungary from Variscan Central Europe. – *Beih. z. Eur. J. Mineral.* **11**, 126.

KLOTZLI, U. S., BUDA, Gy. & SKIÖLD, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr–Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). – *Mineralogy and Petrology* **81/1–2**, 113–134.

KOROKNAI, B., MAROS, Gy., PALOTÁS, K. & KIRÁLY, E. 2003: Ductile tectonic evolution of the Mórágy Granite Complex (SW Hungary): a puzzle of the Variscan orogeny in Central Europe. VIth Alpshop Workshop Sopron, Hungary. – *Abstracts. Annal. Univ. Sci. Budap., Sect. Geol.* 35, 70–71.

KRUHL, J. H. 1998: Prism-, and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermometer. – *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 142–146.

KRUHL, J., H. & NEGA, M. 1996: The fractal shape of sutured quartzgrain boundaries: application as a geothermometer. – *Geologische Rundschau* **85**, 38–43.

LELKES-FELVÁRI, Gy., ÁRKAI, P., FRANK, W. & NAGY, G. 2000: Late Variscan ultramylonite from the Mórágy Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **43/1**, 65–84.

LOVEJOY, S. 1982: Area-perimeter relation for rain and cloud areas. – *Science* **216**, 185–187.

M. TÓTH, T. & ZACHAR, J. 2003: Evolution of the Déva orthogneiss (Tisza block, Hungary) and its geodynamic consequences. – *Journal of the Czech Geological Society* **48/1–2**, 127–128.

MANDELBROT, B. B. 1967: How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. – *Science* **156**, 636–638.

MANDELBROT, B. B. 1983: The Fractal Geometry of Nature. – W. H. Freeman and Co., New York, 480 p.

MASUDA, T. & FUJIMURA, A. 1981: Microstructural development of fine-quartz aggregates by syntectonic recrystallization. – *Tectonophysics* **72**, 105–128.

MORGAN, S. S. & LLAW, R. D. 2004: Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley – Joshua Flat – Beer Creek pluton, California: a case of anhydrous conditions created by decarbonation reactions. – *Tectonophysics* **384/1–4**, 209–231.

NISHIKAWA, O., SAIKI, K. & WENK, H., R. 2004: Intra-granular strains and grain boundary morphologies of dynamically recrystallized quartz aggregates in a mylonite. – *Journal of Structural Geology* **26**, 127–141.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 1996: Microtectonics. – Springer, 289 p.

POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS L., BARVITZ, A., VAKARCS G. & FARKAS Cs. 1989: Pliocén–quarter eltolódások a Nagyalföldön. - *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169.

PUPIN, J. P. 1980: Zircon and Granite Petrology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **73**, 207–220.

PUPIN, J. P. 1985: Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. – *Schweizerische Minereraloghische und Petrographische Mitteilungen* **65**, 28–55.

SAIKI, K. 1997: Morphology and simulation of solid state rounding process. – *Geophysical Research Letters* **24**, 1519–1522.

SCHUBERT F. 1997: Tektonikus metamorfitok, különös tekintettel az ófalui milonitokra. – Szakdolgozat, JATE, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 56 p.

SCHUBERT, F. & M. TÓTH, T. 2002: Structural evolution of mylonizited gneiss zone from the Norther flank of the Szeghalom dome (Pannonian Basin, SE, Hungary). – *Acta Mineralogica- Petrographica, Szeged* **42**, 59–64.

STEYRER H. P. & STURM R. 2002: Stability of zircon in a low-grade ultramylonite and its utility for chemical mass balancing: the shear zone at Miéville, Switzerland. – *Chemical Geology* **187**, 1–19.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. – Nemzetközi Geokémiai Konferencia, Budapest.

SZEDERKÉNYI, T. 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozóos képződményeinek ritkaelem-kutatása. – Kandidátusi értekezés, 130 p.

SZEDERKÉNYI, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – *Acta Mineralogica- Petrographica, Szeged* **23/1**, 3–14.

SZEDERKÉNYI, T. 1979: Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of south Transdanubia, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **26/1–2**, 103–136.

SZEPESHÁZY, K. 1973: A Duna Tisza Köze déli részének metamorf kőzetei. – *MÁFI évi jelentése az* **1973.** *évről*, 147–166.

TAKAHASHI, M., NAGAHAMA, H., MASUDA, T. & FUJIMURA, A. 1998: Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. – *Journal of Structural Geology* **20/2–3**, 269–275.

TANAKA, M. & IIZUKA, H. 1991: Characterization of grain boundaries by fractal geometry and creep-rupture properties of heat-resistent alloys. – *Zeitschrift für Metallkunde* **82**, 422–447.

TORIUMI, M. 1989: Microstructures of regional metamorphic rocks. – In: KARATO, S., TORIUMI, M. eds: Rheology of solids and of the Earth. Oxford University Press, New York, 319–337.

TRIMBY, P. W., DRURY, M. R. & SPIERS, C. J. 2000: Recognizing the crystalographic signature of recrystallization processes in deformed rocks: a study of experimentally deformed rocksalt. – *Journal of Structural Geology* **22**, 1609–1620.

TÜSKE, T. 2001: A Mórágyi-rög metamorfitjainak szerkezeti értékelése. – Diplomadolgozat, ELTE, 85 p.

VADÁSZ, E. 1914: A Zengő-vonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai. – *Földtani Intézet Évi Jelentése* **1913**-*ról*, 336–352.

WHEELER, J. 1984: A new plot to display the strain of elliptical markers. – *Journal of Structural Geology* **6**, 417–423.

ZACHAR, J. & M. TÓTH, T. 2003: Xenoliths of various metamorphic evolutions in the Déva orthogneiss (Tisza block, Hungary). – *Journal of the Czech Geological Society* **48/1–2**, 137–138.

ZACHAR, J. & M. TÓTH, T. 2004: Petrology of the metamorphic basement of the Tisza block at the Jánoshalma High, S Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **47/4**, 349–371.

Kézirat beérkezett: 2004. 11. 09.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

a) granitoid anyagú klaszt az ófalui milonitban
granitoid clast in the Ófalu mylonite

b) intenzíven deformált plagioklász földpátzárványok pertites káliföldpátban
deformed plagioclase inclusions in perthitic K-feldspar

c) hajlított zárványsorokat tartalmazó pre-, szinkinematikus gránátszemcse milonitban
pre-, synkinematic garnet grain with curved inclusion trails in the mylonite

d) idiomorf cirkonzárvány K-földpátban
idiomorphic zircon inclusion in feldspar

e) az ófalui milonit jellegzetes S/C szerkezetbe rendeződött csillámkötegei
S/C texture of the Ófalu mylonite

f) csillámhal szerkezetek az ófalui milonitban
mica fishes in the Ófalu mylonite

g) nagyméretű boudinage szerkezetű klaszt milonitban
boudinged clast from the mylonite

II. tábla – Plate II

Eltérő szöveti helyzetben kialakuló kvarc szemcsehatárok – *Quartz grain boundary patterns representing different textural positions*

a–c) nagyméretű szemcsék halmaza megőrződött hármas pontokkal
large quartz grains with relic triple junctions

d–f) a foliáció irányát kijelölő, lapított szemcsékből álló kvarcszalagok
quartz ribbons parallel to the foliation

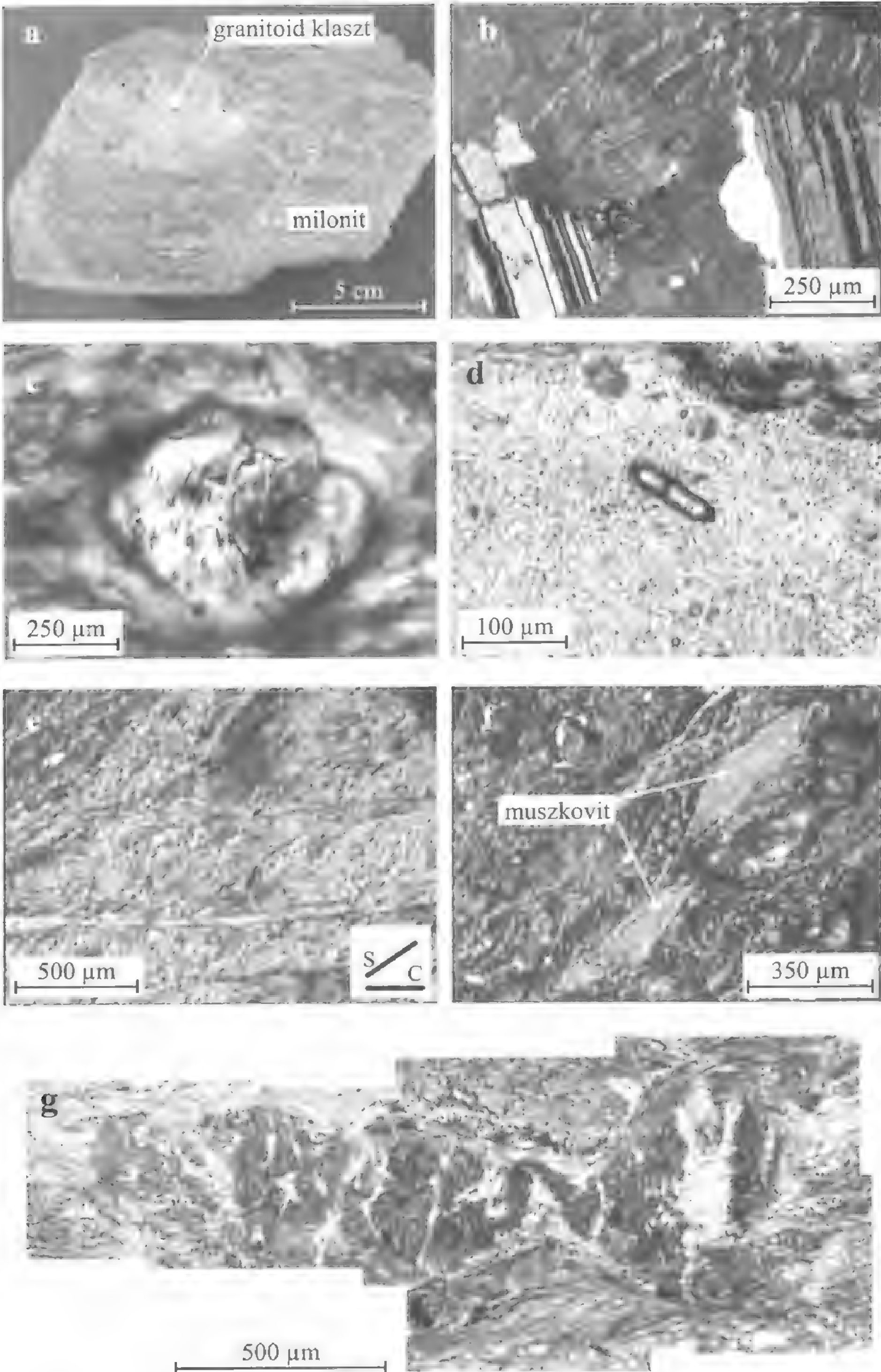
g–h) földpátklaszt rekrisztallizált szárnya
wings of recrystallized feldspar grains

III. tábla – Plate III

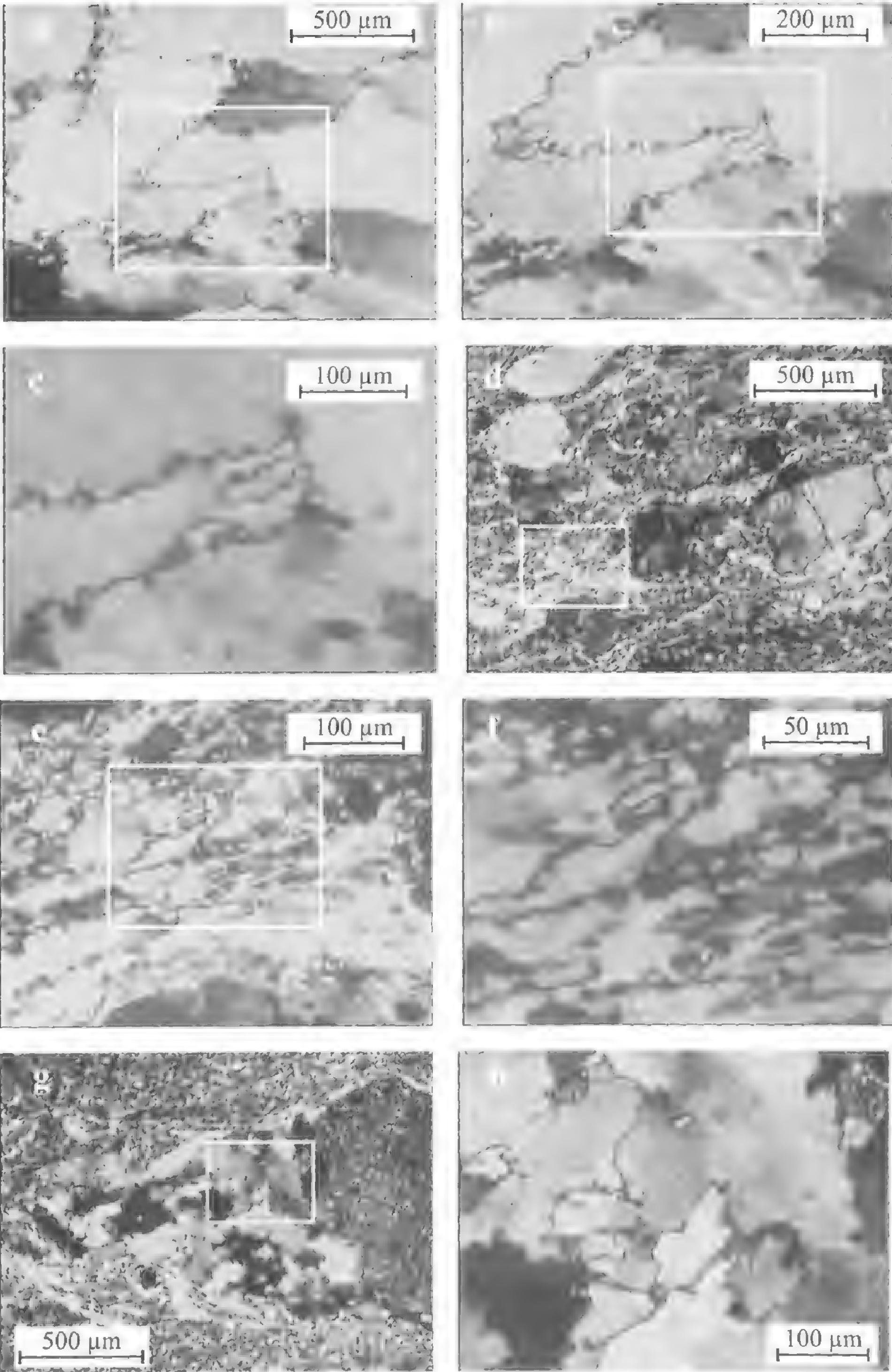
Az ófalui „migmatit" leggyakoribb cirkon típusai a PUPIN-féle osztályozási rendszer (1980) alapján – *The most frequent zircon types using PUPIN's nomenclature (1980)*

a) S4;
b) S4;
c) S7;
d) S8;
e) S9;
f) S12;
g) S13;
h) S13

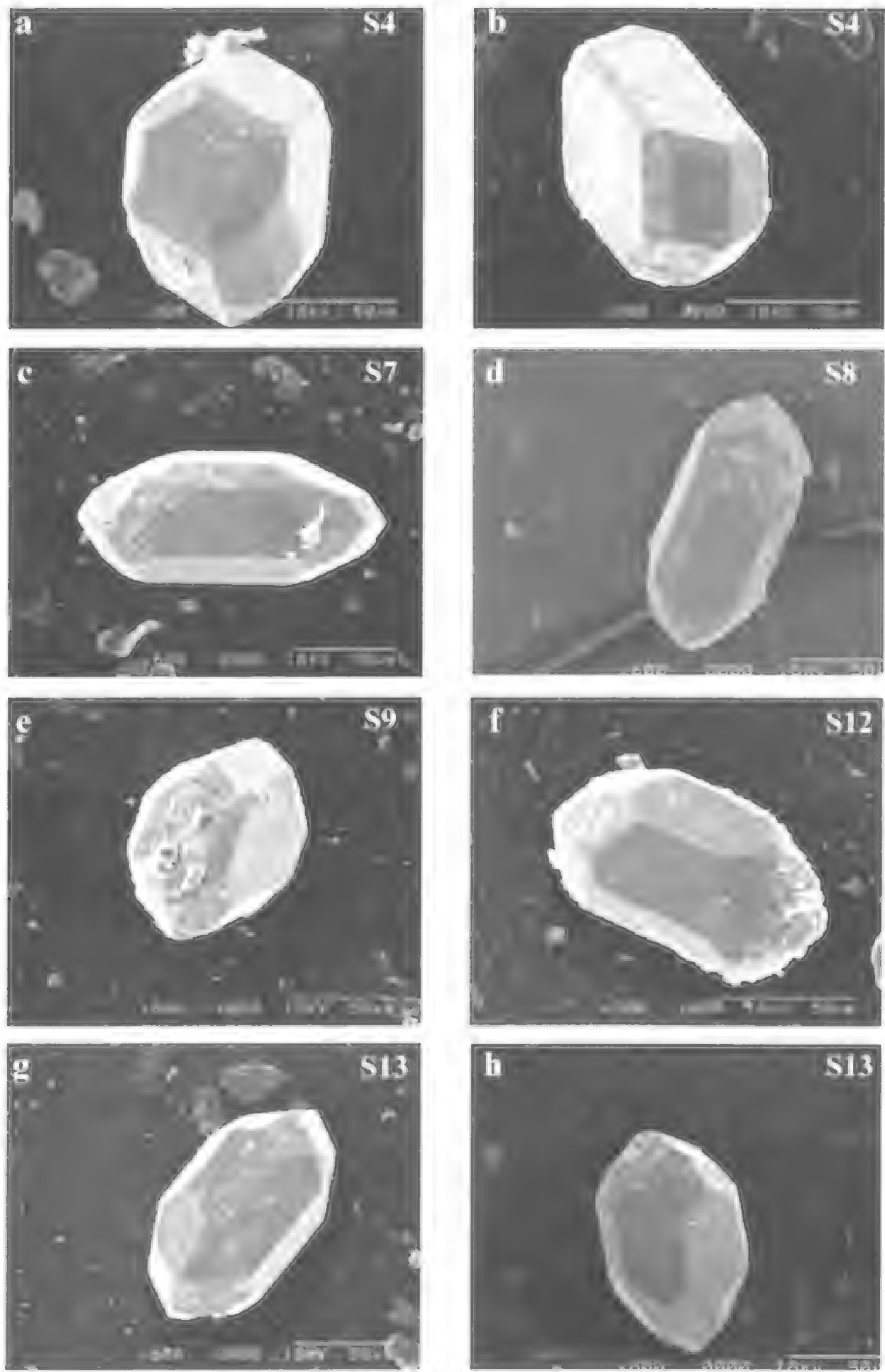
I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



Földtani Közlöny 135/3, 353–360. (2005) Budapest

A zirci Márvány-bánya cephalopodás padja és a Borzavári Mészkő Formáció kora

The stratigraphic position of the ammonite bearing limestone bank of the Márványbánya Quarry (Bakony Mts, Hungary) and the age of the Borzavár Limestone Formation

FŐZY István[1] – JANSSEN, Nico M. M.[2]

Tárgyszavak: hauterivi, barremi, ammonitesz, belemnitesz, rétegtan
Keywords: Hauterivian, Barremian, ammonite, belemnite, stratigraphy

Abstract

One of the richest Cretaceous cephalopod assemblages in Hungary was collected from a limestone lens in Márványbánya ("Marble quarry") near Zirc (Bakony Ms, Western Hungary). The layer was completely removed by collecting but its age has not been satisfactorily determined. We re-examined the available material that contains about 40 taxa of Late Hauterivian ammonites and 9 Late Hauterivian to Early Barremian belemnite taxa. Some of the ammonites are rare, poorly known and/or recorded from Hungary for the first time. The crinoidal, brachiopodal Borzavár Limestone, cropping out in a nearby quarry, is – very likely – Early Hauterivian, thus represents an underlying formation below the fossil rich bank of the Márványbánya.

Összefoglalás

A zirci Márvány-bánya mára már maradéktalanul begyűjtött és megsemmisített alsó-kréta cephalopodás padja valamikor egy asztallap méretű, mintegy fél méter vastag tömb volt. Ammonitesz faunájának vizsgálata alapján a kutatók közül volt, aki a késő-hauteriviben és volt, aki a kora-barremiben jelölte meg a képződmény korát. Volt olyan elképzelés is, miszerint az alig fél méteres összlet extrém módon kondenzált és közel a teljes hauterivit és a barremi jelentős részét reprezentálja. A gazdag cephalopoda anyag revíziója során mintegy 40 késő-hauterivi ammonitesz és 9 késő-hauterivi és részben kora-barremi belemnitesz taxont sikerült azonosítani.

A Márvány-bányához közeli Bocskor-hegy oldalában kibukkanó Borzavári Mészkő formáció, legvalószínűbb kora – a néhány méter vastagságú, durva echinoidea törmelékben gazdag kőzetből előkerült *Jeanthieuloyites* sp. alapján, – kora-hauterivi. A késő-hauterivi ammoniteszekben gazdag, mérsékelten kondenzált márvány-bányai cephalopodás pad a rövid idő alatt lerakódott Borzavári Mészkő fedőjének tekinthető.

A zirci Márvány-bánya cephalopodás padjának ammonitesz faunája

A zirci Pintér-hegy oldalában húzódó Márvány-bánya (GPS-sel mért földrajzi koordinátái: X: 47° 16,061; Y: 17° 51,248) a hazai geológia kutatások klasszikus színtere. A mára már maradéktalanul begyűjtött és lényegében megsemmisített, alsó-kréta cephalopodás pad jelenlétét WEIN (1934) fedezte fel. A valamikor asztallap méretű, mintegy fél méter vastag tömb kivételesen gazdag ammonitesz

[1]Magyar Természettudományi Múzeum, 1431 Budapest, Pf. 137. e-mail: fozy@paleo.nhmus.hu
[2]Geertekerkhof 14bis, 3511 XC Utrecht, The Netherlands. e-mail: klein@naturalis.nl

faunájával ifj. NOSZKY (1934), FÜLÖP (1964), NAGY (1981), és MISZLIVECZ (1985, 1990) foglalkoztak. Noha a témával kapcsolatban több publikáció is megjelent, a cephalopodás pad korára és keletkezésének körülményeire vonatkozó adatok ellentmondásosnak tűntek.

Jelen dolgozat a közelmúltban elvégzett revíziós munka (FŐZY & JANSSEN in press) magyar nyelvű, rövid összefoglalását nyújtja. A márvány-bányai cephalopodaanyag nagy része jelenleg a MÁFI Rákóczi-telepi raktárában található. A munka során előkerült a korábban ábrázolt legtöbb példány is. Ezek, az újonnan ábrázolni kívántakkal együtt, leltári számmal ellátva a MÁFI Országos Geológia Múzeumában kapnak elhelyezést. Az ammoniteszek meghatározását Főzy I., a belemniteszek értékelést N. JANNSEN végezte. A gazdag ammonitesz fauna revíziója során az alább felsorolt taxonokat sikerült azonosítani. Feltüntettük a korábbi ábrázolásokat és *-gal jelöltük azokat a taxonokat, amelyek a most megjelenés alatt lévő cikk (FŐZY & JANSSEN in press) fényképtábláin szerepelnek.

PHYLLOCERATINA

Phylloceras tethys (D'ORBIGNY, 1841) (FÜLÖP 1964, pl. XXVI, fig. 6)
Phylloceras serum (OPPEL, 1865) (FÜLÖP 1964, pl. XXVI, fig. 2 mint *P. tethys*)
**Phyllopachyceras infundibulum* (D'ORBIGNY, 1841)
**Phyllopachyceras winkleri* (UHLIG, 1882)
Holcophylloceras ponticuli (ROUSSEAU, 1842) (FÜLÖP 1964, pl. XXVI, fig. 5, NAGY 1981, pl. I, fig. 1 mint *P. (H.)* aff. *aptiense*)
Ptychophylloceras sp.
Phylloceras spp.

LYTOCERATINA

Lytoceras subfimbriatum (D'ORBIGNY, 1841) (FÜLÖP 1964, pl. XXVII, fig. 2 és MISZLIVECZ 1985, pl. I, fig. 1)
Lytoceras sp.
Protetragonites quadrisulcatus (D'ORBIGNY, 1841) (FÜLÖP 1964, pl. XXVII, fig. 1, és NAGY 1981, pl. I, fig. 4)

AMMONITINA

HAPLOCERATIDAE
**Neolissoceras grasianum* (D'ORBIGNY, 1841)

DESMOCERATIDAE
**Abrytusites neumayri* (HAUG, 1889), (FÜLÖP 1964, pl. XXIX, fig. 6, mint *V. crassidorsata*)
Abrytusites thieuloyi VAŠIČEK, 1986
Abrytusites julianyi (HONNORAT-BASTIDE, 1890)
Abrytusites sp.
**Plesiospitidiscus subdificilis* (KARAKASCH, 1907)
Plesiospitidiscus sp.

SILESITIDAE
**Silesites* sp.

PULCHELLIIDAE
**Discoidella* cf. *favrei* (Ooster, 1860) (Fülöp 1964, pl. XXIX, fig. 3 mint *Nicklesia* cfr. *pulchella*)
**Discoidella couratieri* Vermeulen, 1995

ANCYLOCERATINA

BOCHIANITIDAE
**Pseudomoutoniceras annulare* (D'Orbigny, 1842)

ANCYLOCERATIDAE
Crioceratites duvali Leveille, 1837
Crioceratites krenkeli Sarkar, 1955
Crioceratites munieri Sarasin & Schöndelmayer, 1902
Crioceratites spp.
Emericiceras emerici (Leveille, 1837) (Fülöp, 1964, pl. XXVII, fig. 3)
Pseudothurmannia spp.
**Paraspinoceras pulcherrimum* (D'Orbigny, 1840) (Fülöp 1964, pl. XXVIII, fig. 2, mint *Heteroceras* sp.)
**Paracostidiscus radians* Busnardo, 2003
**Hamulinites munieri* (Nickles, 1894)

HAMULINIDAE
Hamulina astieriana (D'Orbigny, 1850) (Fülöp, 1964, pl. XXVIII, fig. 3)
Hamulina cf. *subundulata* (D'Orbigny, 1850)
Anahamulina sp. (Fülöp, 1964, pl. XXIX, fig. 1, mint *Euptychoceras* sp.)

PTYCHOCERATIDAE
**Ptychoceras meyrati* (Ooster, 1860) (Fülöp 1964, pl. XXVIII, fig. 1, mint *Euptychoceras* sp.)
**Ptychoceras biassalense* Karakasch, 1907 (Fülöp 1964, pl. XXIX, fig. 2)

DOUVILLEICERATIDAE
**Paraspiticeras percevali* (Uhlig, 1883)

A faunalista számos kevéssé ismert taxont tartalmaz, ill. olyan fajokat, amelyek újak a hazai kréta ammoniteszfaunára nézve. A listában nem szerepelnek azok a többnyire kistermetű, kőzetanyagukban is erősen eltérő ammoniteszek, amelyek szintén „Zirc Márvány-bánya" megjelöléssel kerültek elő a MÁFI gyűjteményéből, s amelyek bizonyosan a fedő Tatai Mészkő Formációból származnak.

A cephalopodás pad ammoniteszeinek többsége közepes vagy jó megtartású héjas kőbél. Gyakoriak a töredékes példányok. A félig visszaoldódott ammoniteszek jelenléte – a dunántúli-középhegységi jurában megfigyeltekkel ellentétben – nem jellemző. A maradványok a kőzetben irányítatlanul helyezkedtek el.

A zirci Márvány-bánya cephalopodás padjának belemnitesz faunája

Az ammoniteszekkel együtt begyűjtött márvány-bányai belemniteszek vizsgálata során az alábbi taxonok voltak elkülöníthetők:

MESOHIBOLITIDAE
*"*Mesohibolites*" cf. *gladiiformis* UHLIG, 1883
*"*Mesohibolites*" gr. *garshini* (STOYANOVA-VERGILOVA, 1965)
Hibolithes gr. *subfusiformis* (RASPAIL, 1829)
Hibolithes sp. (feltehetően: *Hibolithes* gr. *subfusiformis* (RASPAIL, 1829)
**Pseudobelus* gr. *brevis* PAQUIER, 1900
Hibolithes sp.
Mucrohibolites sp.
**Neohibolites?* sp.
Mesohibolitidae spp.

DUVALIIDAE
**Duvalia grasiana* (DUVAL-JOUVE, 1842)
Duvalia gr. *grasiana* (DUVAL-JOUVE, 1842)
**Duvalia dilatata* (DE BLAINVILLE, 1827)

A lista, akárcsak az ammoniteszek esetében, szintén a múzeumi anyag vizsgálatán alapul. Az anyag nagy része viszonylag jó megtartású példány. A *Neohibolites?* sp. és *Mesohibolitidae* spp.-ként felsorolt példányok a többitől eltérő glaukonitos, ?foszfátos kitöltésűek. Ezek a maradványok minden bizonnyal magasabb rétegtani szintből, a Tatai Mészkőből származnak. A *az ábrázolt taxonokat jelöli (FŐZY & JANSSEN in press).

A zirci Márvány-bánya cephalopodás padjának kora

Az általunk vizsgált ősmaradvány-anyag, többszöri gyűjtés eredményeképpen halmozódott fel az utóbbi hetven év során. Volt, hogy a gyűjtők több (maximum: 4) réteget próbáltak meg elkülöníteni a terepen; mára már azonban a cédulák és a példányok összekeveredtek, így réteg szerint gyűjtött anyagról nem beszélhetünk. Ennek ellenére megpróbáltunk megnyugtató választ adni a legfontosabb kérdésre, hogy milyen korú volt a mára már lemûvelt pad.

NOSZKY (1934) a késő-hauteriviben, FÜLÖP (1964) és NAGY (1981) a kora-barremiben jelölte meg a képződmény korát. MISZLIVECZ (1990) véleménye szerint az alig fél méteres összlet szinte a teljes hauterivit és a barremi jelentős részét egyaránt reprezentálja.

A közelebbről meg nem határozható töredékekkel együtt mintegy 1300 példányt számláló márványbányai anyag több mint a fele (58%) a rétegtani szempontból kevésbé informatív Phylloceratina és Lytocartina alrendeket képviseli. Gyakoriak még az Ancyloceratidaek (20%) és a Desmoceratidaek (15%) is. A fennmaradó mindössze 7%-ba sorolhatók a rétegtani szempontból legtöbbet jelentő Haploceratidae, Silesitidae, Pulchelliidae, Hamulinidae és Ptychoceratidae családok képviselői.

Saját vizsgálataink szerint a rétegtanilag értékes faunaelemek vagy egyértelműen az hauterivire utalnak, vagy olyanok, amelyek a késő-hauteriviben és a kora-barremiben egyaránt jelen voltak. A könnyen azonosítható, hosszú fajöltőjű *Neolissoceras grasianum* pl. az hauterivi legvégén tűnik el; a *Pseudomoutoniceras annulare*, a *Discoidella favrei*, az *Abrytusites neumayri*, a *Hamulinites munieri*, a *Paraspinoceras pulcherrimum*, valamint számos *Crioceratites*, *Anahamulina* és *Ptychoceras* faj pedig az hauterivi/barremi határ alól és fölül is ismert. A barremi bázisától meglévő *Taveraidiscus*ok, valamint azok a Pulchellidae fajok, amelyek az alsó-barremiben gyakoriak és korjelző értékűek, hiányoznak az együttesből. Erre egyébként már Noszky (1934) is rámutatott. Előkerültek és azonosíthatók voltak azok a korábban félrehatározott példányok is, amelyek alapján a rétegeket a barremi magasabb részébe tartozónak vélték. A faunalistában *Silesites* sp.-ként említett ammonitesz bizonyosan nem azonosítható a jellegzetes és jól ismert alsó-barremi *S. vulpes* fajjal, amely a korábbi kutatók faunalistáiban szerepel. A korábban (részben felső-) barreminek tekintett *Costidiscus*ok valójában a közelmúltban a késő-hauteriviből leírt *Paracostidiscus* példányainak tekinthetők. Az alsó-barremiben zónajelzőnek tekintett, korábban a Márványbányából ismertetett *Nicklesia* cfr. *pulchella* példányai pedig a késő-hauteriviben megjelenő *Discoidella* nemzetségbe sorolhatók.

A meghatározott belemniteszek egy része (*Pseudobelus brevis, Duvalia dilatata*) az ammoniteszekhez hasonlóan, szintén a késő-hauterivi kort jelezi. A többi belemnitesz (*Duvalia* gr. *grasiana, „Mesohiboltes" gladiiformis, „Mesohibolites" garshini*) feltehetően a kora-barremi későbbi szakaszából (Compressissima Zóna) származik. Ezen a ponton tehát, a belemniteszek alapján levonható következtetések némileg eltérnek azoktól, amelyeket az ammoniteszek alapján lehetett megállapítani.

Valószínű, hogy a márvány-bányai cephalopodás pad bizonyos mértékű kondenzáltságot mutatott. A rendszerint „pad"-ként idézett kőzettest feltehetően egyfajta lencseként, "lag deposit"-ként értelmezhető, amely egy topográfiai értelemben kiemelt helyzetben lévő tengeralatti hátságon keletkezett. Az ammoniteszek alapján a késő-hauterivi, a belemniteszek alapján a késő-hauterivi – kora- (de nem a legkorábbi) barremi kor adható meg. A koradatokban jelentkező eltérés feltűnő, de nem jelent szükségképpen ellentmondást. Az eltérés egyik oka az egyes taxonok rétegtani elterjedésének hiányos ismertsége lehet – ez fokozottan igaz a belemniteszekkel kapcsolatban. További okként jelölhető meg az ammonitesz és a belemnitesz rétegtani egységek közötti korreláció pontatlansága. Valószínű, hogy a „pad" nem csak kondenzált volt, hanem egyben hiányos is. Az is elképzelhető, hogy a legfiatalabb koradatokat adó belemniteszek csak a legfelső rétegből származnak, ahonnan már nem kerültek elő ammoniteszek. Mivel a pad az idők során maradéktalanul megsemmisült, a fenti problémakör tisztázásában a terepi vizsgálatok már nem nyújthatnak segítséget.

A cephalopodás pad feküjéből gyűjtött ammoniteszek tithon korúak (Wein, 1934). A cephalopoda-anyag fellelhető a MÁFI Rákóczi-telepi raktárban, korszerű feldolgozása további feladat. A cephalopodás pad fedőjéből, feltehetően a Márvány-bánya K-i oldalában lévő szelvényből a Tatai Mészkőből előkerült ammoniteszek késő-apti–kora-albai korúak (Szives 2001). A pad feküje és fedője

között tehát egy nagyon nagy üledékképződési hézag van, amelyet csak részben, kismértékben „tölt ki" a késő-hauterivi, és a belemniteszek alpján részben kora-barremi cephalopodás pad.

A Borzavári Mészkő Formáció kora – egy kapcsolódó probléma

Az „ammoniteszes pad" korának kérdéséhez szorosan kapcsolódik a Márványbányához közeli Bocskor-hegy (GPS-sel mért földrajzi koordinátái: X: 47° 16,655, Y: 17° 50,655, Z: 445) oldalában kibukkanó Borzavári Mészkő Formáció korának kérdése. A néhány méter vastagságú echinodermata törmelékben gazdag mészkő felett itt is megfigyelhetők a reá minden jelentősebb diszkordancia nélkül települő Tatai Mészkő Formáció rétegei. A bocskor-hegyi elhagyott kőfejtők régtől fogva ismert rétegsorával részletesen foglakozott FÜLÖP (1964). A szelvény korszerű értelmezését GALÁCZ (2003) nyújtja.

A crinoidea vázelemekben (SIEWERTS-DORECK 1961), echinoidermata törmelékben és brachiopodában gazdag Borzavári Mészkőben csak elvétve találhatók – többnyire nagyon rossz megtartású – ammoniteszek. Az eddig előkerült néhány példányt (*Phylloceras* sp. *Lytoceras* sp., *Crioceratites* sp., *Neolissoceras grasianum*) FÜLÖP (1964) sorolja fel; a szerző arra a következtetésre jut, hogy a 10–12 méter vastagságban tanulmányozható rétegsor – feltételesen – a valangini és hauterivi emeleteket képviseli. Hasonló véleményt tükröznek a legutolsó sztratigráfiai munkák is (CSÁSZÁR, 1997, 2000), amikor a Borzavári Mészkő korát a valangini, hautervi emeletek egészére (s részben a barremire is) kiterjesztik.

A Borzavári Mészkőből újonnan előkerült ammoniteszek közül egyetlen példány volt nemzetség szinten meghatározható. Az azonosított *Jeanthieuloyites* sp. (FŐZY & JANSSEN in press, Fig. 2, D) a késő-valangini–kora-hauterivi rétegsorok jellegzetes ammonitesze. A genusz előfordulása – hasonló rétegtani szintből – ismeretes a gerecsei Bersek-hegyről is (JANSSEN & FŐZY 2004).

Összefoglalás

A többszöri gyűjtés eredményeképpen végül szinte teljesen megsemmisült márvány-bányai „cephalopodás mészkőpad" gazdag anyagából mintegy 40 ammonitesz és 9 belemnitesz taxont sikerült meghatározni. Az ammoniteszek alapján a pad késő-hauterivinek, a belemniteszek alapján késő-hauterivinek és részben kora-barreminek tekinthető. Az ammonitesz fauna taxonómia és rétegtani értelmezésében kialakított véleményünk nagyon közel áll NOSZKY Jenő 70 évvel ezelőtt kialakított véleményéhez, aki a legtöbb formát helyesen ismerte fel és értelmezte. Paleobiogeográfiai értelemben a márvány-bányai cephalopoda fauna egyértelműen mediterránnak tekinthető. Hasonló szintből hasonló fauna-együttesek ismeretesek a Betikumból (HOEDEMAEKER 1995, COMPANY et al, 2003), az Appenninekből (CECCA et al, 1998), a Nyugati-Kárpátokból (VAŠIČEK, & MICHALIK, 1988) és a Krím-félszigetről is (KARAKASCH 1907). A mérsékelten kondenzáltnak tekinthető „pad", valójában „lag deposit" jellegű lencseként értelmezhető, amely egy tenger alatti kiemelkedésen rakódott le, ill. maradt fenn.

Ezt támasztja alá az ősmaradványok megtartási állapota, a foszfátos és glaukonitos gumók jelenléte (MISZLIVECZ & POLGÁRI 1987) és a mérsékelt kondenzáció is. A márvány-bányai cephalopodás pad (lencse) a maga nemében ugyan valóban egyedülálló képződmény volt, de fontos megemlíteni, hogy hasonló korú, hasonló faunájú, igaz, sokkal rosszabb megtartású ammoniteszeket tartalmazó, kevésbé meszes és kevésbé kondenzált rétegek kimutathatók voltak a közeli Rend-kőn és a Hárskút-közöskúti árokban is (FÜLÖP 1964).

A késő-hauterivi ammoniteszekben gazdag márvány-bányai cephalopodás pad a Bocskor-hegy oldalában kibukkanó Borzavári Mészkő rétegek fedőjének – jóllehet nem közvetlen fedőjének – tekinthető, és maga is a Borzavári Mészkő része. A Márvány-bányában kibukkanó felső-jura Szentivánhegyi Mészkő és a felső-apti–alsó-albai Tatai Mészkő között lévő hatalmas üledékhézagot a kondenzált „cephalopodás pad" és a feltehetően rövid idő alatt keletkezett (felső-valangini, vagy ami még valószínűbb, alsó-hauterivi) Borzavári Mészkő együttesen sem tölti ki.

Köszönet

A szerzők ez úton mondanak köszönetet Miguel COMPANYnak (Granada), Zdenek VASICEKnek (Ostrava) és SZIVES Ottiliának (Budapest) a velük folytatott hasznos eszmecserékért. Köszönet illeti továbbá KORDOS Lászlót (Budapest) aki a Magyar Állami Földtani Intézet raktáraiban őrzött márvány-bányai anyag kutatása során mindvégig a segítségünkre volt; SZENTE Istvánt (Budapest) hogy a Borzavári úti ammonitesz példányt volt szíves vizsgálatra átengedni. Jelen munka egy OTKA pályázat keretein belül folyó kutatáshoz is kapcsolódik; témaszám T 34208.

References

CECCA, F. FARAONI, P. & MARINI, A. 1998: Latest Hauterivian (Early Cretaceous) ammonites from Umbria-Marche Appenines (Central Italy). – *Palaeontographia Italica* **85**, 61–110, 5 pls.

COMPANY, M., SANDOVAL, J. & TAVERA, M. 2003: Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera, (SE Spain). – *Geobios* **36**, 685–694.

CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások – MÁFI, Budapest 114 p.

CSÁSZÁR, G. (szerk.) 2000: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei – MÁFI, Budapest (wall-chart).

FŐZY, I. & JANSSEN, N.: The stratigraphic position of the ammonite bearing limestone bank of the Márványbánya (Zirc, Bakony Mts, Hungary) and the age of the Borzavár Limestone Formation – *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie* (in press)

FÜLÖP, J. 1964: Unterkreide-Bildungen (Berrias-Apt) des Bakony Gebirges. – *Geologica Hungarica, series Geologica* **13**, 1–194, 31 pls. Budapest.

GALÁCZ, A. 2003: (6. Megálló) Zirc és Borzavár között út mentén lévő kőfejtő. – Programok, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2003, május 8–10. Zirc (Magyarhoni Földtani Társulat)

HOEDEMAEKER, P. J. 1995: Ammonite distribution around the Hauterivian–Barremian boundary along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain). – *Géologie Alpine* **20**, 219–277.

JANSSEN, N. M. M., FŐZY, I. 2004: Neocomian belemnites from the Bersek Hill (Gerecse Mountains, Hungary), part I: Late Valanginian – earliest Barremian. – *Fragmenta Paleontologica Hungarica* **22**, 27–49, 3 pls.

KARAKASCH, N. I. 1907: Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. – *Travaux de la Societé Impériale des Naturalistes de St.-Péterburg* **32/5**, 1–482, 28 pl.

MISZLIVECZ, E. 1985: Studies on the lower Cretaceous Cephalopod-Bearing beds of the „Marble-Quarry" at Zirc (Transdanubian Central Range). – *Annales Universitatis Scientarium Budapestinensis de Rolando Eötvös nominata, Sectio Geologica* **25**, 153–159.

MISZLIVECZ E. 1990: Bakonyi alsó-kréta képződmények rétegtani és fácies elemzése, különös tekintettel a zirci Márványbánya szelvényére. – Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, 67 p.

MISZLIVECZ, E. & POLGÁRI, M. 1987: Fe-P-bearing calcareous concretions from Zirc „Marble Quarry". – *Annales Universitatis Scientarium Budapestinensis de Rolando Eötvös nominata, Sectio Geologica* **29**, 27–30.

NAGY, I. Z. 1981: Unterkretazische Cephalopoden aus der „Marmorgrube" bei Zirc (Bakony-Gebirge, Ungarn). – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 73, 69–77, 2 pls. Budapest.

NOSZKY, J. ifj. 1934: Adatok az északi Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. – *Földtani Közlöny* **64/4–6**, 99–136.

SIEWERTS-DORECK 1961: Neokom crinoideák a Bakonyhegységből – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/3**, 735–737.

SZIVES, O. 2001: A Tatai Mészkő Formáció bázisrétegében található ammonitesz-fauna őslénytani vizsgálata. – PhD Értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, 1–104, 6. pls.

VAŠIČEK, Z. & MICHALIK, J. 1988: Some Heteromorphic ammonites from Polomec (Hauterivian – Barremian, Central Western Carpathians, Czechoslovakia). – *Geologiczký Zbornik – Geologica Carpathica* **39/6**, 655–674.

WEIN Gy. 1934: Zirc környékének titon rétegei. (Tithonschichten der Umgebung von Zirc) – *Földtani Közlöny* **64/4–6**, 81–99.

Kézirat beérkezett: 2005. 02. 21

Földtani Közlöny 135/3, 361–372. (2005) Budapest

A Bogács B–9 fúrás vulkanitjai

Volcanics of the borehole Bogács B–9

RADÓCZ Gyula[1] – GYARMATI Pál[1]

(4 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: ÉK-Magyarország, Bükkalja, miocén „riolittufa" szintek, ignimbrit, összesült ártufa, riolitos-dacitos-andezites magmakeveredés

Keywords: NE Hungary, S Bükk Mts, Bükk Foreland, Miocene rhyolite tuff levels, welded pyroclastic flow deposites, rhyolitic–dacitic–andesitic magma mixing

Abstract

This work presents the results of the analysis of the materials from the borehole Bogács–9 realised in the years between 1966–1969. This drilling was situated on the southern slope of the Bükk Mountains. Under the Pannonian formations three horizons of pyroclastic rocks of Miocene age were found in the depth of 176–501 m: the „upper", the „middle" and the „lower" level. This last one was not crossed. In the outcroped lower part of this horizon there are pumiceous, biotitic tuffs, while on the upper part between 400–360 m lapillic variety of tuffs with accretionary lapilli can be found. More strong petrographic changes can be observed up to the depth of 360 m in the „middle rhyolitic tuff", where welded tuff was found with intermediate dacitic-andesitic composition. Up to the depth of 358 m the vitric lenses oriented paralelly with the fluidality disappear, the rock becomes more darker with white spots. Microscopic study of six slides and three chemical analyses of the samples from the depth of 330–312 m. was realised. The results of analysis from the depth 330–312 m indicate an andesitic composition. Between 311.7 and 358 m signs of magma mixing can be observed that occurred in secondary magma chambers between rhyolitic and dacitic-andesitic liquid phases. The central part of this part is dark grey, hard, compact, typical porphyritic andesite like rock, while the margin is more altered. The chemical composition is more acidic with lenses and schlieren of rhyodacitic-dacitic composition. This magma mixing is frequent in the whole territory of the North Hungarian Volcanic Field, for example in the Tokaj Mountains. The rare fossils in the depth of 299 m like Cardium sp. indicate Badenian stage of Miocene age.

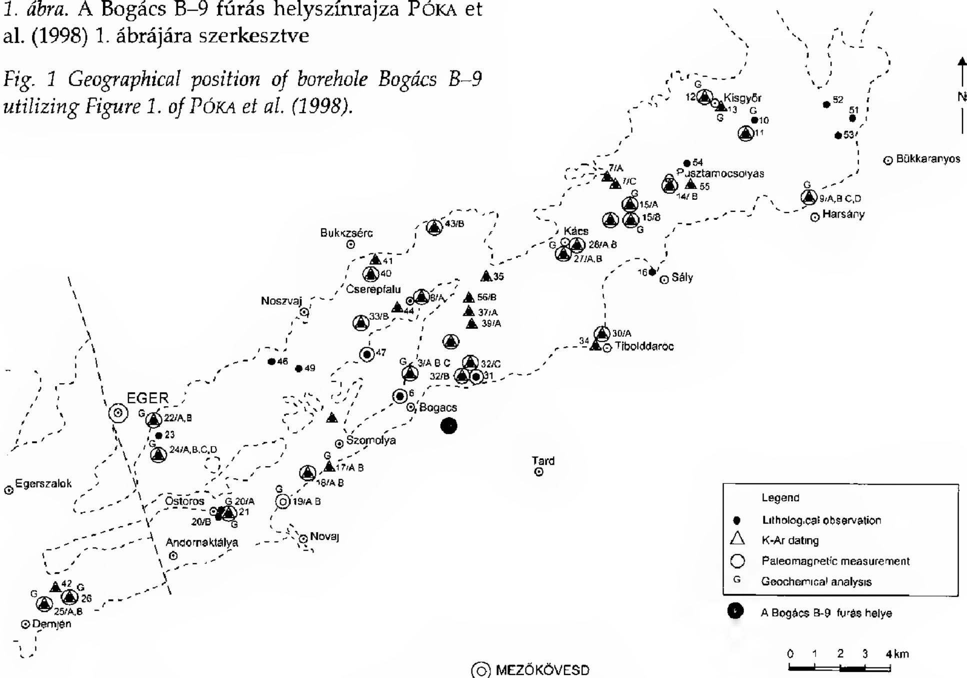
Összefoglalás

E dolgozat a nevezett fúrás anyagának 1966–1969. és 2004. évi vizsgálati eredményeit ismerteti. A fúrás a Bükkalján a Pannoniai összlet alatt, 176–501 m közötti mélységben „felső"-„középső" és „alsó riolittufa" képződményeket tárta fel, de az „alsó riolittufa" talpát nem érte el. A feltárt „alsó riolittufa" összletben alul horzsaköves, biotitos, vulkanitzárványos szakaszok, feljebb pedig 400 és 360 m között akkréciós lapillis tufaváltozatokat is harántolt. Lényegesebb kőzettani változás 360 m felett, az ún. „középső riolittufa" összletben jelentkezett (*1. ábra*), ahol dácitos, sőt andezites összetételű összesült ártufa következett. 358 m felett a fluidalitással párhuzamos, orientált lencsék kimaradtak, a kőzet apró fehér pettyekkel sötétebbé vált. A 330–312 m mélységből vizsgált 6 db vékonycsiszolat és 3 db kémiai elemzés kifejezetten dácitos, sőt andezites összetételű ártufára utal. Genetikailag ez nem lávakőzet, amint korábban gondoltuk, hanem piroklasztikum, azaz nem effuzív, hanem explozív vulkáni tevékenység eredménye, összetétele pedig nem a megszokott savanyú, hanem intermedier. A magmás test belseje makroszkóposan – a szegélyi rész erősebb bontottságával szemben – sötétszürke, finomszemű, tömör, kemény, porfiros szövetű andezitre emlékeztető kőzet. 312 m felett változatos riolittufa összlet következett. Ebben 299 m-ben vulkanogén homokkőben badeni emeletre, azaz a „középső" riolittufára utaló szivacstű és *Cardium* sp. töredékek, 210 m-nél pedig a„felső riolittufában" az „alsóhoz" hasonlóan akkréciós lapillik voltak megfigyelhetők.

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest Stefánia út 14.

Bevezetés, előzmények

A Bogács–9 fúrás (korábban B–9/5) a bükkaljai felső-pannóniai lignittelepek 1965–1966. évi kutatása során, a lignittelepes összlet É-i, peremi, a lignittelepek szempontjából részben meddő területén mélyült. A fúrás viszonylag vékony felső- majd alsó-pannóniai rétegek alatt, 177 m-től (folyamatos magvétellel) a változatos összetételű bükkaljai miocén vulkanit összletben haladt és abban 501 m mélységben állt le.



1. *ábra.* A Bogács B–9 fúrás helyszínrajza PÓKA et al. (1998) 1. ábrájára szerkesztve

Fig. 1 Geographical position of borehole Bogács B–9 utilizing Figure 1. of PÓKA *et al. (1998).*

A bükkaljai miocén vulkanitok tagolásával elsőként SCHRÉTER (1939) foglalkozott, aki Bogács környékére vonatkozó megállapításait részben a tardi (To–1.) szénhidrogénkutató fúrás rétegsora alapján tette. Később több szénhidrogénkutató fúrás is harántolta ezeket a vulkanitokat, ennek ellenére a Bükkalján a közismert három riolittufa szintet nehéz megbízhatóan elkülöníteni, ezért BALOGH (1964) és BALOGH & RÓNAI (1965) térképükön az „alsó- és középső riolittufát" lényegében összevonták.

Ezt követően került sor az alábbiakban ismertetendő Bogács–9 fúrás vulkanitanyagának vizsgálatára (RADÓCZ 1966, 1969, GYARMATI 1968). A B–9 vulkanitanyagának laboratóriumi vizsgálatára lényegében azért került sor, mert a fúrásban 314 m alatt több m vastag kérdéses besorolású, sötétszürke, egyveretű, lávajellegű vulkanit jelentkezett, amely az elsődleges vékonycsiszolati vizsgálat alapján, bontott amfibolos piroxénandezitnek bizonyult.

Az első kéziratos anyagvizsgálati összefoglalásban (RADÓCZ 1966), a fúrási rétegsor és a pannóniai rétegekre is kiterjedő vizsgálati adatok mellett, a 324 m vastagságban feltárt vulkanitok esetében 10 db kémiai elemzésről (SOHA I.-né –

1. táblázat. Teljes kőzetelemzési adatok (%) a Bogács B–9 fúrás vulkanitjaiból

Table 1. Chemical composition of volcanic rocks of borehole B–9

Minta	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Mélység (m)	202,0	214,5	265,5	316,0	323,0	324,0	342,0	353,5	356,5	356,5 üveges	356,8	387,2	490,0	501,0
SiO_2	68,45	70,45	68,64	50,48	52,98	54,66	61,00	64,60	64,72	56,97	64,53	61,12	67,71	64,75
TiO_2	nyom	0,24	0,25	0,94	0,78	1,22	0,76	0,44	0,40	1,00	0,43	0,50	0,56	0,15
Al_2O_3	14,16	13,10	13,65	15,25	19,44	16,54	15,39	15,40	15,16	16,24	15,34	15,24	12,55	14,54
Fe_2O_3	1,43	1,35	0,98	6,74	4,92	4,50	3,21	2,28	1,69	1,69	1,51	3,00	1,28	1,18
FeO	0,68	0,70	0,92	2,72	1,65	2,30	2,11	1,58	1,32	3,47	1,41	1,04	1,03	0,94
MnO	0,08	0,01	0,02	0,02	nyom	0,08	0,06	0,12	0,02	0,08	0,04	nyom	0,02	nyom
MgO	0,64	0,12	0,56	2,75	2,44	2,02	1,12	0,23	0,48	1,12	0,23	1,22	0,90	0,77
	1,69	1,87	2,19	4,31	5,72	5,32	5,30	5,00	4,50	7,81	4,85	2,41	2,35	2,32
Na_2O	1,80	2,19	1,59	1,32	2,41	2,06	2,89	3,04	2,74	1,51	2,87	1,45	2,32	2,54
K_2O	4,41	4,55	4,60	1,68	2,25	1,95	2,46	2,88	2,91	1,99	3,06	2,22	3,50	3,81
$+H_2O$	5,51	3,88	5,55	4,54	3,15	3,02	2,04	1,81	2,98	5,09	3,81	6,07	6,60	4,56
$-H_2O$	1,79	1,45	1,49	8,96	4,54	5,93	3,22	2,18	2,87	2,39	1,65	6,23	1,72	4,45
CO_2	0,11	0,10	0,18	0,05	0,21	0,18	0,10	0,10	0,02	0,02	0,05	0,14	0,15	0,07
P_2O_5	Nyom	0,04	0,06	0,25	0,15	0,24	0,16	0,10	0,08	0,22	0,08	0,03	0,07	0,04
Össz.	100,75	100,03	100,68	100,01	100,67	100,11	99,82	99,76	99,89	99,60	99,66	100,67	100,76	100,12

1. Átszámított SiO_2 %	~ 62	~ 60	~ 62	Az átszámítás a $+H_2O$ és $-H_2O$ figyelembevételével történt. A TAS-diagramon (4. ábra) andezit mezőbe esik a 316,0–324,0 m közötti három elemzés.
2. Összvíztartalom %	13,40	7,72	8,95	
3. Összalkália tart. %	3,00	4,66	4,01	

1 Recalculated values of SiO_2., 2 Total water content., 3 Total amount of alkali elements.
A. Recalculation was made taking into considering the values of $+H_2O$ and-H_2O. On the TAS-diagram (Fig. 4.) the values of 4, 5, 6 analyses from the depth 316.0–324.0 m are in the field of andesites.

JANKOVITS L. *1. táblázat.*), 8 db mikromineralógiai (RADÓCZné)-, 5 db röntgen (PÁLMAI J.)-, 5 db DTA (SZÉKELY Á.)- és 10 db színkép (VIGH A.-né) vizsgálat eredményét is közöltük. 56 db vékonycsiszolat részletes ásvány-kőzettani leírását később GYARMATI (1968) végezte, aki jelentésében további 4 kémiai elemzés-, 2 röntgen (DIENES I.) és 3 színképelemzés (ZENTAI P.) adatait közölte. A teljes kémiai elemzések és a makroszkópos jellegek alapján kétségtelenül dácitos, sőt andezites összetételű részt az akkor készült igen gyenge minőségű vékonycsiszolatok alapján GYARMATI lávakőzetnek vélte. Kétféle összetételű olvadékfázis keveredését is leírta.

A különféle vizsgálatok során több kérdés is felvetődött, pl. a badeni („tortonai") összlet alsó és felső határa, valamint a harántolt vulkanitok kőzettani- és genetikai besorolása.

A fúrás vulkanitjairól készült második kéziratos összefoglalás (RADÓCZ 1969) is utal a magmakeveredés lehetőségére és teljes egészében tartalmazza a makroszkópos rétegleírásokat és az anyagvizsgálati adatokat.

Később a bükkaljai vulkanitokat részletesebben is vizsgálták, de a Bogács–9 vulkanitjainak kőzettani újravizsgálata a legutóbbi időig nem történt meg. VARGA (1975, 1976, 1981) az ignimbrit vulkánosságra vonatkozó hazai (PANTÓ 1962a, b; 1965) és külföldi irodalom alapján, részben terepi bejárással, számtalan vékonycsiszolat leírással és egyéb anyagvizsgálattal több helyen minősítette a

bükkaljai vulkanitokat, ugyanakkor KLEB et al. (1976) az Eger környéki tufákat vizsgálta. Új adatokat szolgáltatott a Miskolc–7 és –8 fúrás rétegsora is, ahol részletesen vizsgálni tudtuk pl. az „alsó–riolittufa" összlet, ma Gyulakeszi Riolittufa Formáció, ignimbrit szakaszát is (RADÓCZ 1987, CSILLAGNÉ TEPÁNSZKY1986). Jelentős eredménnyel járt a bükkaljai tufák paleomágneses vizsgálata is (MÁRTONNÉ SZALAY 1990). Az újabb vulkanológiai, K/Ar kor és paleomágneses vizsgálatok alapján SZAKÁCS et al. (1998) végeztek átfogó értékelést. PENTELÉNYI néhány éve reambulációs térképezés mellett végzett újabb megfigyeléseket, amelyekről már beszámolt (2001, 2002, 2004), több helyen módosítva a bükkaljai tufaszintek térképi lehatárolását: csökkentette a kárpáti emeletbe sorolt „középső riolittufa" (Tari Dacittufa F.) vastagságát, a „felső riolittufa" esetében pedig új formáció (Harsányi Riolittufa F.) bevezetését javasolta, három tagozattal. Ez az új formációnév szerepel már a Bükk hegység 1:50 000. földtani térképén is (LESS et al. 2002). Újdonság ez utóbbi térképen az is, hogy Egertől É-ra, illetve a Bükk DNy-i oldalán a korábbi (pl. BALOGH 1964) „alsó"- és „felső"-riolittufa egy részét Felnémeti Riolittufa Formációba sorolták (PELIKÁN 2004).

A bükkaljai kitörések anyagát, korát, az anyag származását, szakaszosságát az utóbbi időben többen vizsgálták: PÉCSKAY et al. 1995, CAPACCIONI et al. 1995, MÁRTON & PÉCSKAY 1998, PÓKA. et al. 1998, HARANGI et al. 2000, CZUPPON et al. 2001, ILKEYNÉ PERLAKI et al. 2001, LUKÁCS & HARANGI 2002, LUKÁCS et al. 2002, HARANGI et al. 2002. PÓKA et al. (2001) az alábbiakban adott összefoglalást a riolittufaszintekről: „A három szintet azonosítani lehetett a Kárpát-medence más területein kifejlődött alsó, középső és felső riolittufa szinttel. Az alsó- és középsőszint kőzettani alapon és a K/Ar mérések alapján is kétosztatúságot mutat (amint azt azóta több riolittufa összleten mások is kimutatták (HARANGI et al., MÁTÉ et al.). A kőzettan–geokémiai mérések szerint a magma gránitok, illetve savanyú metaszedimentek felső kéregbeli kiolvadásából származtatható, a második szint esetében egyértelmű intermedier magmakeveredéssel."

A Bogács–9 fúrás vulkanitösszletének felosztása, tagolhatósága

Az 501 m mélységű fúrás, amely a bükkaljai miocén vulkanitokat, általában bontott állapotban, 324 m hosszban tárta fel, már bizonyára belejutott az „alsó riolittufa" összletbe is (2. *ábra*) de a SCHRÉTER-féle (1939) „alsó plagioklászos riolit"-ot (amely megfelel BALOGH (1964) „helvéti riolit"-jának) nem érte el (3. *ábra*). Ez a „riolit", mai besorolás szerint összesült riolittufa, azaz ignimbrit, a bevezetőben említett közeli Tard To–1 fúrásban 15 m vastag és alatta nagyobb (mintegy 220 m) vastagságban a SCHRÉTER-féle „alsó plagioklászos riolittufa" várható. A bogácsi fúrás alsó, uralkodóan horzsaköves, biotitos mintái mintegy 60 m hosszban viszonylag sok sötét vulkanit zárványt illetve litoklasztot tartalmaztak. A fúrás 501 m-ben viszonylag üde riolit ártufában állt le. Ebben a kőzetzárványos szakasz felett általában rétegzett, néhol vékony kristálytufa szakaszok jelennek meg. 400 m és 360 m között akkréciós lapillik (tufagyöngyök) is előfordulnak. Érdekes és további vizsgálatra érdemes egy apróhólyagos–likacsos tufatípus is. Felül, 365–360 m körül a riolit ártufa megfelelhet a SCHRÉTER-féle (1939) „felső

plagioklászos riolitnak". 360 m-ben ér véget a BALOGH-féle (1964) osztatlan alsó–középső riolittufa, amely felett BALOGH térképén a „riolit, dacit és dacittufa" összlet következik. Ez a 360–310 m közötti (50 m vastag) összlet viszonylag jól azonosítható a SCHRÉTER-féle (1939) „piroxén dacittufa és dacit" összlettel, amely alatt a közeli Tard To–1 fúrásban a vékony „felső plagioklászos riolit" települ.

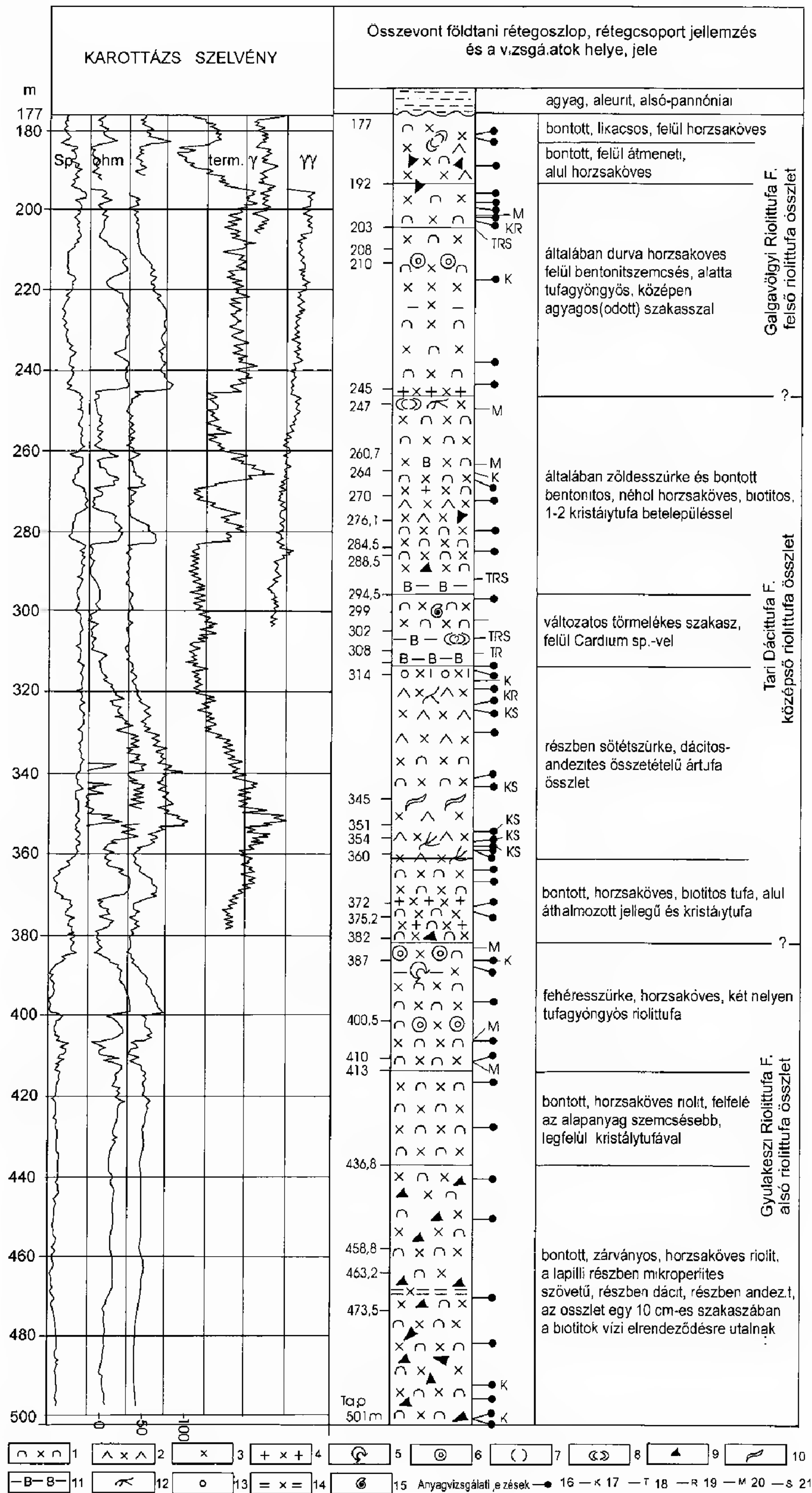
Lényegesebb kőzettani változás 360 m felett jelentkezett (*2. ábra*), ahol sötét, összesült jellegű dacit–dacittufa, részben fluidális savanyú piroxénandezit és riodacit kőzettípus következik, 354,5 m felett az orientált (fluidális) lencsék kima--radtak és a kőzet sötétebbé vált, apró fehér szemcsékkel. A bogácsi fúrás 330–312 m mélységéből vizsgált 6 db vékonycsiszolat kőzettanilag egységesen andezitre, (GYARMATI 1968). ezen belül három db kémiai elemzés szintén andezitre utal (*1. táblázat* 4., 5., 6.).

A kőzet színében és szemnagyságában jelentkező különbségek is két, különböző összetételű, egy savanyúbb, riolitos és egy bázisosabb, dácitos–andezites kőzetolvadék másodlagos magmakamrák(k)ban végbement folyékony fázisú keveredésére utalnak. A kőzet üveges alapanyagában a két fázis vékonycsiszolato(ko)n belül is jól elkülönül, sötétebb, illetve világosbarna színével. A magmás test belseje – a szegélyi rész erősebb bontottságával szemben – sötétszürke, tömött, kemény, porfiros szövetű típusos intermedier megjelenésű, 340 m alatti rész andezitnél savanyúbb, dácitos összetételű részeket is tartalmaz, benne likvációsan elkülönült riodácitos-riolitos összetételű sávokkal, slírekkel. A mikroszkópos képet a teljes kémiai elemzés eredményei is alátámasztják pl. 342; 353,5; 356,5 m-ből származó minták esetében.

2004-ben, a még meglevő mintákból, a kritikus szakaszból újabb vékonycsiszolatokat készítettettünk. Ezeken a jó minőségű, kellő vékonyságú és nagyméretű vékonycsiszolatokon tökéletesen felismerhető a fluidális alapanyag vitroklasztos, törmelékes, esetenként horzsaköves szerkezete, tankönyvbe illő, típusos összesült ártufára jellemző elrendeződésben. A kőzet mintegy felét alkotó fenokristályok, melyek között rezorbeált kvarc is bőségesen akad, jóval bázisosabb, andezites összetételre utalnak.

Ha az 1. *táblázat* kémiai elemzései, különösen a 4., 5., 6. oszlop esetében tekintetbe vesszük a 10% körüli – erős bontottságot jelző – összvíztartalmat, akkor méginkább intermedier összetételt kapunk. Az összalkália – SiO_2 (TAS) diagramon is az andezites mezőbe esnek ezek a vulkanitok (*4. ábra*). Ugyanakkor az erősen összesült ártufa eredet teljes mértékű megerősítést nyert. Ami lényeges változás, az ennek intermedier dácitos-andezites összetétele. Kétféle, savanyú- és intermedier magma keveredése is nyilvánvaló: a típusos vitroklasztos összesült ártufa alapanyag, a rezorbeált kvarc savanyú, a sok színes ásvány, a piroxén és amfibol intermedier magmára utal.

Tehát ÉK-Magyarország neogén vulkánosságának egyik gyakori jelenségével, típusos magmakeveredéssel állunk szemben, amely nagyon jellemző pl. a Tokaji hegység területén is. Ennek során a több szakaszban, több szintben jelentkező uralkodóan savanyú, riolitos összetételű, gyakran ignimbrites jellegű vulkánosság mellett alárendelten bázisosabb, intermedier összetételű anyag is felszínre kerülhetett, amit a Bükkalján a Bogács–9 fúrás ragyogóan bizonyít.


KAROTTÁZS SZELVÉNY
Összevont földtani rétegoszlop, rétegcsoport jellemzés és a vizsgálatok helye, jele
m
Sp
ohm
term. γ
γγ
agyag, aleurit, alsó-pannóniai
bontott, likacsos, felül horzsaköves
bontott, felül átmeneti, alul horzsaköves
általában durva horzsaköves felül bentonitszemcsés, alatta tufagyöngyös, középen agyagos(odott) szakasszal
Galgavölgyi Riolittufa F. felső riolittufa összlet
általában zöldesszürke és bontott bentonitos, néhol horzsaköves, biotitos, 1-2 kristálytufa betelepüléssel
változatos törmelékes szakasz, felül Cardium sp.-vel
részben sötétszürke, dácitos-andezites összetételű ártufa összlet
Tari Dácittufa F. középső riolittufa összlet
bontott, horzsaköves, biotitos tufa, alul áthalmozott jellegű és kristálytufa
fehéresszürke, horzsaköves, két helyen tufagyöngyös riolittufa
bontott, horzsaköves riolit, felfelé az alapanyag szemcsésebb, legfelül kristálytufával
bontott, zárványos, horzsaköves riolit, a lapilli részben mikroperlites szövetű, részben dácit, részben andezit, az összlet egy 10 cm-es szakaszában a biotitok vízi elrendeződésre utalnak
Gyulakeszi Riolittufa F. alsó riolittufa összlet
Talp 501 m
Anyagvizsgálati jelzések 16 17 18 19 20 21

A bogácsi fúrásban az intermedier kőzetfajtákat is tartalmazó összlet felett bentonitos és sárgásbarna oxidált tufaváltozat is előfordul. 1–2 oxidált szakaszban mikromineralógiai vizsgálat alapján sok magnetit, máshol DTA vizsgálat alapján jelentős vashidroxid jelentkezett. A 299–294,5 m közötti bontott, áthalmozott szürkészöld tufában vékonycsiszolat alapján vulkáni homokkőben, 299 m-ben szivacstűt és *Cardium* sp. váztöredéket is megfigyeltünk. Ez a faunás szint bizonyára része a SCHRÉTER (1939) által a Bükkalján több helyen megfigyelt ősmaradványtartalmú rétegeknek, amelyeket az „alsó–középső miocénbe" tartozó „Andezittufa, alárendelten vele váltakozó riolittufa" összletbe sorolt. Ezek a SCHRÉTER-féle ősmaradványok („*Turritella turris, Terebralia bidentata*" stb.) mai megítélésünk alapján bizonyára alsó–badeniek, az alatta lévő „piroxénes lávaárakkal", illetve összesült tufákkal együtt.

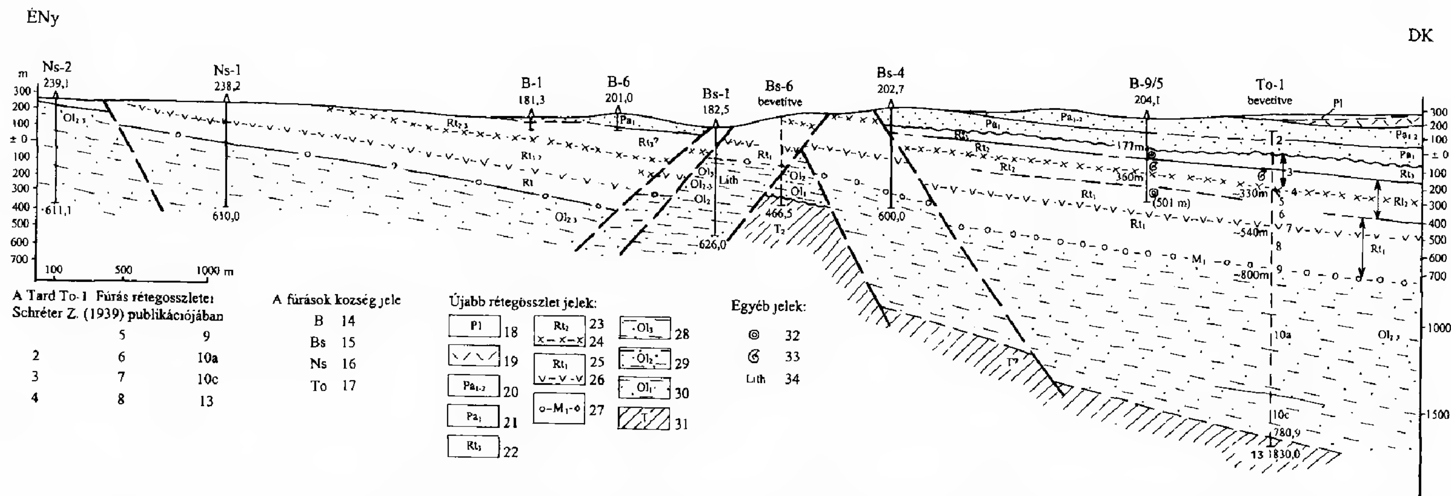
Az ősmaradványtartalmú „vulkáni homokkő" felett a B–9 fúrásban továbbra is a bontott, gyakran bentonitos riolittufák uralkodnak, néhol áthalmozott, egy–két esetben pedig andezittufára utaló jelleggel. Ezen belül 305 m, 246 és 180 m körül is előfordulnak tufigén kérges szemcsék és 210 m-nél akkréciós lapillik [tufagyöngyök, illetve a PANTÓ-féle (1962a, b) tufagalacsinok]. Mint az 2. *ábrán* látható, kőzetlapilliket tartalmazó tufaszakaszok itt is előfordulnak. A badeni és szarmata határ bizonytalan, 250 m körül is valószínű.

Vizsgálatra érdemesek még a fúrás mélyebb (355, 320 m) badeni részében és 246 m körül is azok az 1–3 mm átmérőjű lyukhálózatok (gázjáratnyomok, illetve vékony fumarolacsatornák) amelyek fala általában kovás, agyagásvány, esetenként kalcedon bevonatos.

A tufaösszlet felső határa 176 m-ben vonható meg, ahol az áthalmozott szakasz felső részében növényi töredékek is megfigyelhetők. Az erre következő alsó–pannóniai agyag, aleurit összletben, mintegy 10 m vastagságban helyenként még tufás jellegű, de már néhány cm vastag lignites rétegek is közbetelepülnek, majd 165,4–161 m között a lignites–huminites rétegek gyakorisága jellemző. Alsó–pannóniaira utaló ősmaradványok (kagylók, ostracodák és diatomák) csak

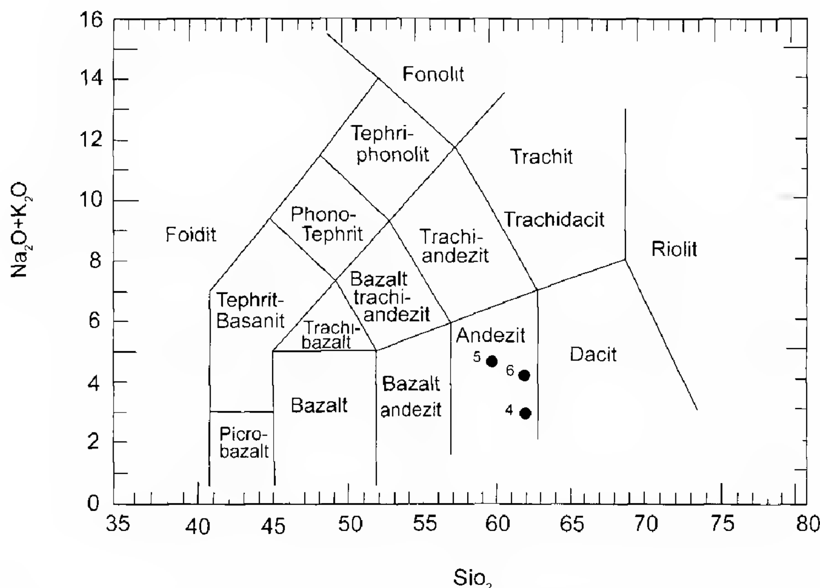
←2. *ábra.* A Bogács B–9 fúrás vulkanit összlete. 1. riolittufa és a „középső riolittufa" esetében főként dácittufa és dácit ignimbrit, 2. dácit ignimbrit (314-360 m) és áthalmozott jellegű andezittufa (314 m felett), 3. oxidált vulkanit, 4. kristálytufa (riolittufában), 5. hólyagos szövetű (bontott) riolittufa, 6. akkréciós lapilli (tufagyöngy), 7. autigén (tufa)-törmelék, 8. autigén törmelék finomszemű tufigén kéreggel, 9. kőzetzárvány (andezit stb.), 10. orientált (obszidián fiamme) lencsék, 11. bentonitos tufa, bentonit, 12. csőszerű gázjáratok, néhol kovás bevonattal, 13. kavics (310 m-nél), 14. réteglap vízi elrendeződésre utaló biotitokkal, 15. Mollusca-előfordulás a „középső riolittufa" összletben, 16–21. anyagvizsgálati helyek a rétegoszlop mellett: 16. ásvány–kőzettan, 17. kémia, 18. termikus, 19. röntgen, 20. mikromineralógia, 21. nyomelem („színkép")

Fig. 2 Volcanic rocks of borehole B–9. 1 rhyolite tuff; in the case of „Middle rhyolite tuff horizon" dacite tuff and dacite ignimbrite. 2 dacite ignimbrite (between 314–360 m) and redeposited andesite tuff (above 314 m). 3 oxidized volcanic rock. 4 crystalloclastic tuff in rhyolite tuff. 5 altered rhyolite tuff. 6 accretionary lapillis. 7 autigenic tuff fragments. 8 autigenic tuff fragments with fine grained tuffaceous crust. 9 exogenic inclusions (andesites). 10 oriented lenses (obsidian fiammes). 11 bentonite, bentonitic tuff. 12 tubular tunnels created by departing gas, sometimes with siliceous crust. 13 gravel. 14 biotite cristalloclasts oriented paralelly with the stratification. 15 Molluscs in the „Middle rhyolite tuff horizon" 16–21 samples for 16 mineralogical and petrological analysis 17 for chemical analysis 18 for thermal analysis 19 for X-ray analysis 20 for micromineralogical analysis 21 for microelements / for rare elements



3. *ábra.* A bükkaljai tufák mélyföldtani helyzete Bogács környékén. *Jelmagyarázat:* SCHRÉTER *(1939) publikációjában:* 2. „pontusi"; 3. „andezittufa, riolittufával" miocén; 4. „felső plagioklászos riolit"; 5. „középső plagioklászos riolittufa"; 6. „alsó plagioklászos riolittufa"; 7. „alsó plagioklászos riolit"; 8. „alsó plagioklászos riolittufa"; 9. szárazföldi vörös agyag és kavics; 10a. „Kiscelli agyag, rupéli"; 10c. „lattorfi" márga; 13. felső-triász mészkő. *A fúrások község jelei:* 14–15. Bogács; 16. Noszvaj; 17. Tard. *Újabb rétegösszlet jelek:* 18. pleisztocén; 19. pleisztocén, áthalmozott riolittufa; 20. pannóniai; 21. alsó-pannóniai; 22. Galgavölgyi Riolittufa F., „Felső riolittufa" összlet; 23–24. Tari Dácittufa F., 23. „középső riolittufa" összlet; 24. összesült dacitos-andezites összetételű ártufa a „középső riolittufa „ összletben (BALOGH 1964. évi térképén „tortonai riolit, dacit, dacittufa"); 25–26. Gyulakeszi Riolittufa F., 25. „alsó riolittufa" összlet; 26. összesült riolit ártufa (ignimbrit),az „alsó riolittufa" összletben – (BALOGH 1964. évi térképén „helvéti riolit"); 27. Zagyvapálfalvai F., alsó-miocén szárazföldi agyag és kavics; 28. Szécsényi Slír F. (?), „felső-oligocén"; 29. Kiscelli Agyag F., „középső-oligocén"; 30. Tardi Agyag F. + Budai Márga F (?)., „alsó-oligocén"; 31. triász és jura képződmények. *Egyéb jelek:* 32. akkréciós lapilli (tufagyöngy); 33. Mollusca előfordulás a „középső riolittufa" összletben; 34. Lithothamnium

Fig. 3 Stratigraphical situation of tuff horizons near Bogács village. Signs utilized in the publication of SCHRÉTER (1939):. *2 "Pontian", 3 "andesitic tuff" with "rhyolite tuff", 4 "upper plagioclase rhyolite", 5 "middle plagioclase rhyolite tuff", 6 "lower plagioclase rhyolite tuff". 7 "lower plagioclase rhyolite", 8 "lower plagioclase rhyolite tuff", 9 continental red clay and gravel, 10a "Kiscellian, Rupelian clay", 10c Lattorfian marls, 13 "Upper Triasic limestone".* Signs of boreholes: *14-15. Bogács, 15. Noszvaj, 17. Tard.* New signs: *18 Pleistocene, 19 Pleistocene, redeposited tuff, 20 Pannonian, 21 Lower Pannonian, 22 Galgavölgy Rhyolite Tuff Fm, "upper rhyolite tuff horizon" 23–24 Tar Dacite Tuff Fm, 23 "middle rhyolite tuff horizon", 24 dacitic–andesitic welded rhyolite tuff in the "middle rhyolite tuff horizon" (on the geological map of* BALOGH *1964 "Tortonian rhyolite, dacite, dacitic tuff"), 25–26 Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm, 25 "lower rhyolite tuff horizon", 26 welded rhyolite tuff (ignimbrite) int he "lower rhyolite tuff horizon", on the geological map of* BALOGH *1964 "Helvetian rhyolite", 27 Zagyvapálfalva Fm, Lower Miocene continental clay and gravel, 28 Szécsényi Schlier Fm (?), "Upper Oligocene", 29 Kiscell Clay Fm, "Middle Oligocene", 30 Tard Clay Fm, "Lower Oligocene", 31 Triassic formations,* Other signs: *32 accretionary lapillis, 33 Molluscs in the "middle rhyolite tuff horizon", 34 Lithothamnium*



4. *ábra.* A Bogács B–9 fúrás 316,0–324,0 m közötti vulkanitjai kőzetelemzéseinek TAS-diagramja az összvíztartalom figyelembevételével. (a minták sorszáma megegyezik az 1. táblázatéval.)

Fig. 4 TAS-diagram of volcanic rocks of borehole B–9 from the depth 316.0–324.0 m taking in consideration the total water content. (The numbers are the same like on the Table 1.)

159 m felett jelennek meg (HAJÓS & RADÓCZ 1971). A pannóniai képződmények további adataival ezúttal nem foglalkozunk.

A bükkaljai andezit vulkánosság kérdései.

A Bogács–9 fúrás mélyítése idején még nem rendelkeztünk azokkal a vulkanológiai ismeretekkel amelyekkel ma. Bükkalján SCHRÉTER Z., BALOGH K. által láva eredetűnek vélt riolit, dácit illetve „piroxénes láva" kőzetekről PANTÓ G. (1962) vizsgálataival elkezdődött, majd fokozatosan bebizonyosodott, hogy egy sajátos képződésmódú vulkanit csoportba, az ignimbritek, az összesült ártufák közé sorolhatók, azaz nem effuzív, hanem explozív vulkáni kitörésmód révén képződtek. A Bogács–9 fúrás ennek intermedier összetételű, kétféle, savanyú és intermedier összetételű magma keveredésével keletkezett változatát is feltárta. Erre GYARMATI (1968) és RADÓCZ (1969) már utalt, ezt az újabb bükkaljai kutatások is megerősítették PÓKA et al. (1998), SZAKÁCS et al. (1998), HARANGI. et al. (2002), PENTELÉNYI (2002). Fennáll annak is a lehetősége, hogy a Bogács–9 fúrás fentiekben ismertetett kőzete a 7,5 km-rel délre, az Mn-1 fúrásban harántolt andezites összetételű lávakőzettel (SZAKÁCS et al. 1998) lehet genetikai kapcsolatban. A Bükkalján az andezit további nyomozása szempontjából figyelemre méltó még a sályi szeizmikus kép zavartsága (SZALAY 1991) azzal a földmágneses anomália (HAÁZ & KOMÁROMY 1965) összeesése, valamint egy másik,a sályihoz kapcsolódó mágneses anomália, amely 3 km-re ÉK-re esik a B–9 fúrástól.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki PENTELÉNYI László és ZELENKA Tibor lektoroknak értékes és megalapozott észrevételeikért. Az ábrák elkészítésében nyújtott segítségért köszönet illeti PENTELÉNYI Antalt és LACZKÓNÉ ŐRI Gabriellát.

Irodalom – References

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – *MÁFI Évk.* **48/2**, 720 p.

BALOGH K. & RÓNAI A. 1965: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, L–34–III. Eger. – Budapest, MÁFI Kiadvány, 173 p.

CAPACCIONI, B. & CORADOSI, N., HARANGI R., HARANGI SZ., KARÁTSON D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Igrimbrite Field (North Hungary) – A preliminary stratigraphic report. – *Acta Vulk.* **7/2**, 119–124.

CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1986: A Miskolc–7.sz. fúrás vulkáni szakaszának mikroszkópos vizsgálata. – Kézirat, MÁFI.

CZUPPON, Gy., HARANGI Sz., NTAFLOS T., LUKÁCS R., SZABÓ Cs. & KOLLER F. 2001: Mixed andezite – rhyolite ignimbrite from the Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field Northern Hungary: evidence for magma mixing. – *Mitt. der österreichischen Min. Ges.* **146**, 61–63.

GYARMATI P. 1968: Cserehát – Bükk-hegység környéki fúrások vulkanitjainak anyagvizsgálata. – Kézirat, OFGA T. 2080, 53–109.

HAÁZI I. & KOMÁROMY I. 1966: Magyarország földmágneses térképe 200 000-es sorozat. L-34-III-Eger. – MÁELGI Kiadvány.

HAJÓS M. & RADÓCZ Gy. 1971: Diatomás rétegek a bükkaljai alsó-pannónból. – *MÁFI Évi Jel.* **1969**-*ről*, 271–297.

HARANGI, Sz., LUKÁCS, R., SZABÓ, Zs. & KARÁTSON, D. 2000: The Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. – *Vijesti Hrvatskoga geol. Drus.* **37**, p. 51.

HARANGI, Sz., LUKÁCS, R., CZUPPON Gy. & SZABÓ Cs.. 2002: Magma mixing in a compositionally layered magma chamber: a silicate melt inclusion study. – Proc. Workshop–Short Course on Volcanic Systems, Seiano, Italy, 101–106.

ILKEYNÉ PERLAKI E., VETŐNÉ ÁKOS É. & RADÓCZ Gy. 2001: Vulkáni turbulens felhők (surge) üledékeinek nyomozása és vizsgálata az északmagyarországi miocén piroklasztikum összletekben. – Kézirat, OTKA jelentés, 60 p.

KLEB B., BIDLÓ G., KERTÉSZ P., KÉRI J., KISS J. & MAREK I. 1976: Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához; Eger-Felnémet (298 p.), Eger-Belváros (521 p.) — KÖZDOK, Budapest.

LESS Gy., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., REZESI A. & SÁSDI L. 2002: A Bükk hegység földtani térképe 1:50 000. – MÁFI Kiadvány.

LUKÁCS, R. & HARANGI, SZ. 2002: Petrogenesis of the Miocene silicic magmas in the Pannonian Basin – A case study in the Eastern Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary. – *Geol. Carpathica.* **53**, 13–14.

LUKÁCS, R., CZUPPON, Gy., HARANGI, SZ., SZABÓ, Cs., NTAFLOS, T. & KOLLER,F. 2002: Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary – texture and geochemistry. – *Acta Geol. Hung.* **45/4**, 341–358.

MÁRTON E. & PÉCSKAY Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 467–476.

MÁRTONNÉ SZALAY E. 1990: A Bükkalja miocén vulkáni szintjének paleomágneses képe. – *MÁELGI Évi Jel.* **1988–89**-*ről*, 211–217.

PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **6**, 307–331.

PANTÓ G. 1962: Tufa-„galacsin". – *Földt. Közl.* **92/2**, p. 236.

PANTÓ, G. 1965: Miozane Tuffhorizonte Ungarns. – *Acta Geol.* **9/3–4**, 225–233.

PELIKÁN P. 2004: Felnémeti Riolittufa Formáció, fMb–s. – In: GYALOG L. & BUDAI T. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. – *MÁFI Évi Jel.* **2002**-*ről*, 225–226.

PENTELÉNYI L. 2001: A bükkaljai földtani reambulálás eredményei (+ kirándulásvezető). – *MFT 2001. évi vándorgyűlése, Miskolc, Program és kirándulásvezető*, 20, 40–44, 52–54.
PENTELÉNYI L. 2002: A Bükkalja I. Földtani vázlat. – In: BARÁZ Cs. szerk. 2002: A Bükki Nemzeti Park. – Eger. 205–216.
PENTELÉNYI L. 2004: Harsányi Riolittufa Formáció, haMb-Paa. – In: GYALOG L. & BUDAI T.: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolása. *MÁFI Évi Jel.* **2002**-*ről*. 195–232.
PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVÁCS, ,M.., MÁRTON, E., KÁLICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEINM O., ROSU, E. & ŽEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. – *Acta Vulk.* **7/2**, 15–28.
PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G. & SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 437–466.
PÓKA T., MÁRTONNÉ SZALAY E., NAGY G., PÉCSKAY Z., SZAKÁCS A. & ZELENKA T. 2001: A Dél–Bükk ignimbrit összletének reambulációja: integrált vulkanológiai, kőzettan–geokémiai és geokronológiai vizsgálatok. – *MFT 2001. évi vándorgyűlése, Miskolc, Program és kirándulásvezető*, p. 21.
RADÓCZ Gy. 1966: Jelentés a Bogács 9/5. sz. fúrás 1966. évi anyagvizsgálatáról. – Kézirat, OFGA 3 p..
RADÓCZ Gy. 1969: A Bogács 9/5.sz. fúrás vulkanitjainak anyagvizsgálati összefoglalása. – Kézirat, OFGA, 5 p..
RADÓCZ Gy. 1987: Kutatófúrási adatok a Bükkhegység DK-i előteréből. – Kézirat, OFGA 7 p..
SCHRÉTER Z. 1939: A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. – *MÁFI Évi Jel.* **1933–35**-*ről* II. 511–532.
SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA T. & SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. – *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 413–435.
SZALAY I.1991: Jelentés a Bükk-hegységben és a Bükkalján 1990-ben végzett szeizmikus mérésekről.– Kézirat, OFGA, T. (17790), 86 p.
VARGA Gy. 1975: A Bükk-hegység vulkanitjainak problémái és vizsgálatának irányelvei. – Kézirat, OFGA, (T.7739), 85 p.
VARGA Gy. 1976: Adatok a Bükkalja savanyú piroklasztikum sorozat földtani–kőzettani megismeréséhez. – Kézirat, OFGA, (T.7734), 219 p.
VARGA Gy. 1981: Újabb adatok az összesült tufaleplek és ignimbritek ismeretéhez. – *MÁFI Évi Jel.* **1979**-*ről*, 499–509.

Kézirat beérkezett: 2004. 12. 13.

Földtani Közlöny 135/3, 373–403. (2005) Budapest

A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^{3}He kitettségi kor mérések alapján

Quantification of Quaternary vertical motions: constraints from former chronological data and new cosmogenic ^{3}He exposure ages, Danube Valley, Hungary

RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia[1, 2, *] – DUNAI Tibor[2] – FODOR László[2, 3] – BADA Gábor[4, 2] – LEÉL-ŐSSY Szabolcs[5] – HORVÁTH Erzsébet[1]

(7 ábra, 6 táblázat)

Tárgyszavak: teraszkronológia, folyóbevágódás, kiemelkedési ráta, ^{3}He kitettségi kor meghatározás, Duna, Pannon-medence

Keywords: terrace chronology, river incision, uplift rate, ^{3}He exposure age dating, Danube River, Pannonian Basin

Abstract

The formation of the antecedent Danube Valley is the joint result of Quaternary vertical crustal motions and climatic oscillations. The timing and mechanism of the incision of the Danube is a long-lasting scientific problem. There are several evidences for Quaternary vertical motions along the Danube River, which cuts through the emerging Hungarian Mountain Range (HMR) forming a valley with several terrace levels. While the correlative terraces are at considerable height at the axis of the HMR, these terrace levels are gradually dipping below the basin fill in of the adjacent lowland areas. The correlation of the terrace segments is very difficult because of the different height of related horizons, induced by the differential uplift of the HMR. Knowing the age and relative height of the terraces, the incision rate of the Danube can be calculated, which can be taken as a good approximation of the uplift rate of the HMR.

In the traditional terrace chronology of PÉCSI (1959) the correlation and relative chronology of the terraces have been elaborated on the basis of their geomorphologic position (relative height), and scattered palaeonthologic and sedimentologic data. The suggested age of the first terrace of Danubian origin is early Pleistocene, which is considered to be the onset of the formation of the Danube Bend. Morphological horizons indicate gradual incision of the river through Quaternary times during simultaneous deformation. To date, however, no reliable chronological data have been available to quantify landscape forming processes such as uplift, incision or erosion rates.

The first part of this study presents a thorough revision of the earlier absolute and relative chronological data sets. Several dating projects have been started recently at different reaches of the Danube River: luminescence dating of loess profiles overlying terrace levels, Th/U dating of travertine horizons and Th/U dating of speleothems. However, the lack of datable material and the unavailability of adequate dating methods still raise difficulties in „absolute" age dating of the geomorphologic horizons. Based on the revised ages we calculated the incision rate of the Danube for

[1]ELTE, Természetföldrajzi Tsz. 1117 Budapest Pázmány P. stny. 1/C, *e-mail: rzsofi@ludens.elte.hu
[2]Netherlands Centre for Integrated Solid Earth Sciences (ISES), Vrije Universiteit, Faculteit der Aard- en Levenswetenschappen, de Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands
[3]MÁFI, 1143 Budapest Stefánia út 14.
[4]ELTE, Geofizikai Tsz. 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C
[5]ELTE, Általános és Történeti Földtani Tsz. 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C

three valley sections (Gerecse Hills, Danube Bend, Buda Hills). Our calculations yielded incision rates varying between ~0,14 and ~0,41 mm/a for the last 360 ka, with the highest rate for the axial zone of the HMR, i.e. the Danube Bend region. These rates can only be taken as rough approximations, data are inaccurate and controversial.

Moreover, up to now there was no data for the age of the rivercut surfaces developed on Miocene andesitic rocks in the Danube Bend. The ages of these surfaces were only tentative extrapolations of the relevant data from adjacent reaches of the Danube Valley. In the second part of the paper study we provide new exposure age data from the Danube Bend using terrestrial in situ produced cosmogenic ^{3}He. This method provides means for dating the age of the formation of certain geomorphic surfaces, landforms, lava flows, etc. Minerals of low ion porosity, like pyroxene, hornblende, are able to retain cosmogenic ^{3}He quantitatively. Knowing the production rate of these nuclides it is possible to determine the time elapsed since exposure to the cosmic irradiation, via determination of the concentration of accumulated cosmogenic nuclides. Hence the method appeared to be suitable for defining constraints on the age of the Danube Bend terraces.

Based on our ^{3}He exposure age measurements, the maximum incision rate of the Danube in the Danube Bend area was 2,7±0,1 mm/a during the last ~170 ka. Considering the likely effect of further post-exposure erosion, however, a more conservative value of ~1,6 mm/a seems more probable for the last ~240 ka. Accordingly, the incision of the Danube could have been four times faster than it was suggested by the traditional terrace chronology. Formation of the Danube terraces was consequence of the joint effect of climatic and tectonic forcing.

Összefoglalás

A Dunakanyar antecedens völgyének kialakulása régóta foglalkoztatja a hazai földtudós társadalmat. A Duna teraszok hossz-szelvény mentén változó relatív magassága arra utal, hogy a negyedidőszak során a Duna bevágódása lépést tartott a Középhegység kiemelkedésével. Mindeddig azonban nem volt olyan módszer, amelynek segítségével a Visegrádi-szoros sziklateraszainak kora közvetlenül meghatározható lett volna. A teraszkronológiai tanulmányok eddigi eredményeit összehasonlítva világossá vált, hogy a Duna-teraszok kora rendkívül bizonytalan. Irodalmi adatok alapján végzett számításaink szerint a negyedidőszak utolsó 360 ezer évében a Duna bevágódásának sebessége ~0,14 és ~0,41 mm/év között változott. A legmagasabb érték a Dunakanyar területére volt számítható, bár a bizonytalanság is itt a legnagyobb. A terasz maradványok töredékes megőrződése és a megfelelő kronológiai módszer hiánya miatt a Visegrádi-szoros kialakulása máig nyitott kérdés.

Helyben keletkező kozmogén ^{3}He-izotóp segítségével geomorfológiai szintek, például folyóteraszok kitettségi kora kiszámítható. Egy felszín kitettségi kora az az időtartam, amióta a kozmikus sugárzás a felszínt eléri. E módszer alkalmas fedetlen kőzetfelszínek, – így a Dunakanyar sziklateraszai – kialakulási korának meghatározására. A teraszok kora és magassága ismeretében a Duna bevágódásának sebessége is kiszámítható.

Célunk a Dunakanyar kialakulási idejének meghatározása, valamint a térség fiatal szerkezeti mozgásainak számszerűsítése volt. A Visegrádi-szoros sziklateraszainak ^{3}He kitettségi kor mérései alapján a Duna bevágódásának maximális sebessége 2,7±0,1 mm/év az elmúlt ~170 ezer év során. Az erózió valószínűsíthető hatásának figyelembevételével ~1,6 mm/éves ráta tűnik elfogadhatónak az utolsó ~240 ezer éves időtartamra. Eszerint a Duna bevágódási, ill. a Középhegység kiemelkedési rátája akár négyszerese is lehet a „hagyományos" teraszkronológia alapján számított értéknek. A Duna antecedens, teraszos völgye a negyedidőszaki éghajlatváltozások és a szerkezeti mozgások együttes, egymást felerősítő, ill. gyengítő hatására alakult ki.

Bevezetés

A Duna az Északi-középhegység és a Dunántúli-középhegység (a továbbiakban együttesen Középhegység) közötti szűk keresztmetszetű, U alakú, kanyart leíró völgyszakasza a Visegrádi-szoros, vagy más néven Dunakanyar. A Duna e völgyszakaszának kora régóta foglalkoztatja a földtudós-társadalmat (pl. STRÖMPL 1915, CHOLNOKY 1925, KÉZ 1933, 1934, id. NOSZKY 1935, LÁNG 1938, 1955, BULLA

1941, KÁDÁR 1955, PÉCSI 1959, SOMOGYI 1961, GÁBRIS 1994, KARÁTSON et al. 2001), a közelmúltig azonban nem állt rendelkezésre a sziklateraszok korának meghatározására alkalmas módszer. Így e völgyszakasz kialakulásának kezdete, valamint a Duna bevágódásának sebessége is a környező területek adatainak kiterjesztésével volt megbecsülhető. A kérdés azonban nem elhanyagolható, hiszen a Dunántúl vízhálózatának gerincét jelentő Duna megjelenése és bevágódása a Visegrádi-szorosban hazánk vízhálózat-fejlődésének legjelentősebb mérföldköve. Emellett, a Duna hegyvidéki, antecedens völgyszakaszán a teraszok egykori eséségörbéjének a jelenlegi folyó eséséhez viszonyított deformációjából a Középhegység fiatal kiemelkedésére következtethetünk. A kéregmozgások idejének és sebességének meghatározása a teraszok korának számszerűsítésével lehetséges.

E tanulmány első felében a PÉCSI (1959) által felállított „hagyományos" teraszkronológiát, valamint a napjainkig publikált, a Duna bevágódásával kapcsolatba hozható kronológiai adatokat összesítjük. Az egyesített adatsor alapján a Duna középhegységi szakaszát 3 részre (Gerecse, Dunakanyar, Budai-hg.) bontva számszerűsítjük a folyó bevágódási sebességét. A második részben a litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópok felhasználásával a Dunakanyar sziklateraszainak kitettségi korát, valamint lepusztulásának sebességét határozzuk meg. A geomorfológia és a kozmogén izotópos vizsgálatok együttes alkalmazásával lehetővé vált a Dunakanyar felszínfejlődésében szerepet játszó folyamatok (lepusztulás, bevágódás, függőleges kéregmozgások) összetett vizsgálata, újszerű értelmezése. Célunk a Dunakanyar mintaterületén keresztül a neotektonika és az éghajlatváltozások szerepének jobb megismerése a Pannon-medence központi részének negyedidőszaki fejlődéstörténetében.

A Pannon-medence központi részének morfotektonikai jellemzése

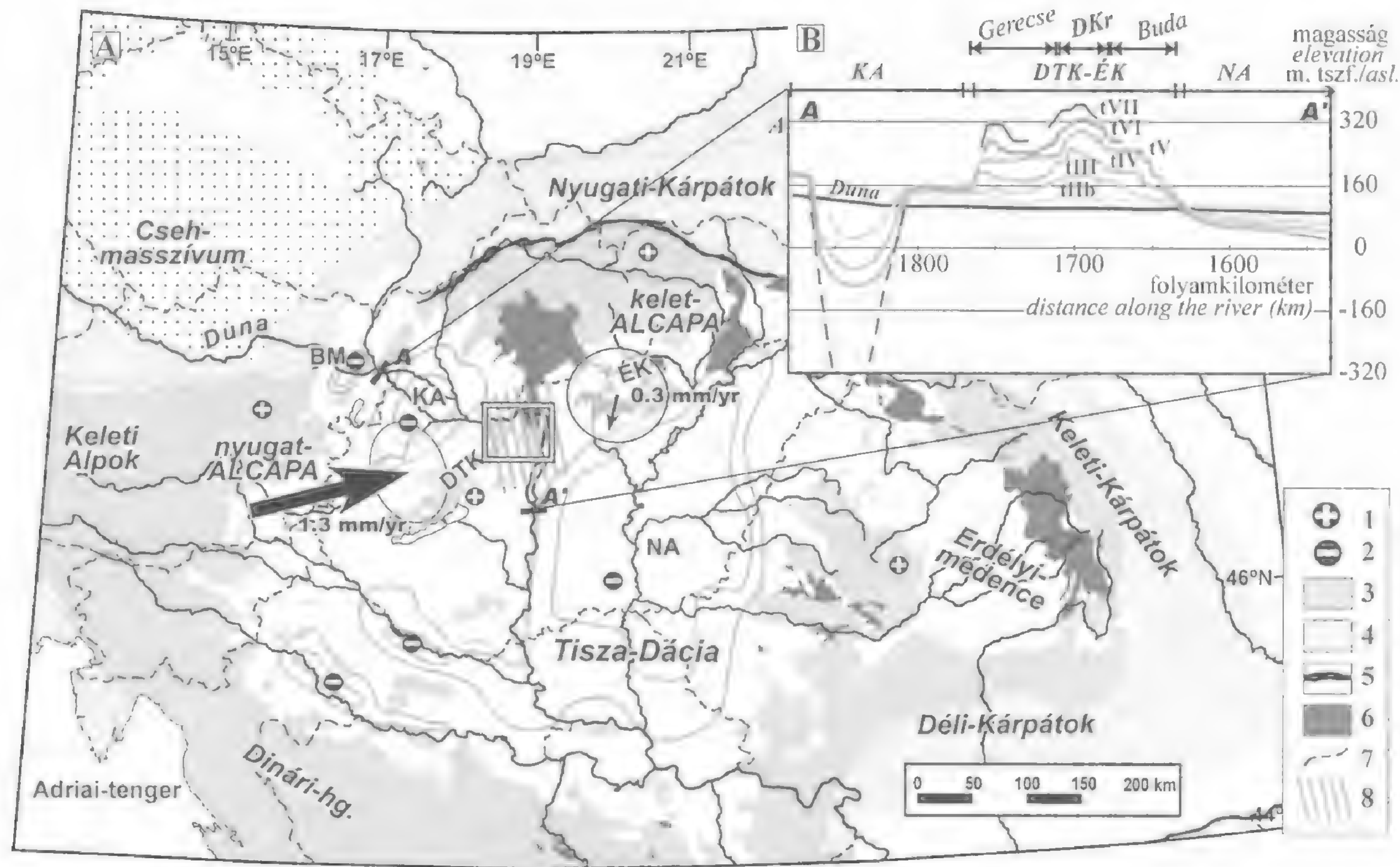
A Kárpát–Pannon-térségben a korábban jellemző extenziós erőtér helyett a pliocéntől fokozatosan felerősödő kompressziós erőtér vált uralkodóvá (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, BADA et al. 1999). A szerkezeti inverzió során a Pannon-medence általános süllyedése fokozatosan abbamaradt. A pliocén során megkezdődött a középhegységi területek kiemelkedése, és ezzel egyidejűleg folytatódott az Alföldek egyes részmedencéinek további süllyedése. A negyedidőszaki kéregmozgásokra, valamint a süllyedő és emelkedő területek jelenlétére számos bizonyíték utal: (1) Alföldjeinken több száz méter negyedidőszaki rétegsor halmozódott fel, és a jelenleg is tartó folyóvízi üledékképződés az Alföldek folyamatos süllyedését igazolja (RÓNAI 1985, FRANYÓ 1992). (2) A Duna középhegységi szakaszán a miocén–pliocén geomorfológiai szintek (KAISER 1997) és folyóteraszok jelenléte, és szerkezeti mozgások hatására különböző magassági helyzetbe kerülése (pl. PÉCSI 1959), (3) a karsztos hegységek előterében több szintben megtalálható édesvízi mészkő összletek (pl. SCHRÉTER 1953, SCHEUER & SCHWEITZER 1988, SCHEUER 1999), (4) több szintes hidrotermális barlangrendszerek (pl. TAKÁCS-BOLNER & KRAUS 1989; LEÉL-ŐSSY 1997), (5) a Középhegység V alakú, mélyen bevágódott völgyeinek „fiatalos" morfológiai megjelenése a terület közelmúltban történt kiemelkedésére utalnak. (6) A történelmi földrengések napjaink-

ban is aktív szerkezeti mozgásokról tanúskodnak (TÓTH et al. 2002). (7) Nagy precizitású GPS mérések kimutatták, hogy a Pannon-medence nyugati része 1,3 mm/év sebességgel mozog északkelet felé. A Pannon-medence északkeleti része azonban gyakorlatilag stabilnak mondható a referenciaként használt Cseh-masszívumhoz képest (GRENERCZY et al. 2000 – *1A. ábra*). Kutatási területünk, a Dunazug hegység és a Dunakanyar térsége, az álló keleti és mozgó nyugati rész közötti térrövidülés zónájában található, ahol várható, hogy a rövidülés differenciális függőleges kéregmozgásokat eredményez.

Az emelkedő és süllyedő térszínek térben jól lehatárolhatók, a függőleges mozgások mértékére vonatkozólag azonban csak becslések állnak rendelkezésre. A kiemelt különféle típusú geomorfológiai jelzőszintek (miocén tönkfelszínek, hegylábfelszínek, abráziós színlők, negyedidőszaki folyóteraszok, édesvízi mészkő szintek, többszintes barlangrendszerek) alkalmasak a függőleges kéregmozgások mértékének meghatározására, ám a kevés számszerű koradat következtében a mozgás fő fázisának időbeli elhelyezése a mai napig nem megoldott (CSILLAG et al. 2002, 2004).

1. ábra. → A: Emelkedő és süllyedő területek Magyarországon (HORVÁTH & CLOETINGH 1996 után). Az emelkedő és süllyedő területek elhelyezkedése jól ismert, azonban a függőleges kéregmozgások mértéke nehezebben határozható meg. A fekete nyilak az ALCAPA egység nyugati és keleti felének a Cseh-masszívumhoz viszonyított mozgását ábrázolják, a sebesség megjelölésével (GRENERCZY et al. 2000). Az egységen belüli rövidülés függőleges kéregmozgások formájában fejeződik ki a Pannon-medence központi részén (szürkén vonalazott terület). A kutatási terület e deformációs zónában található (négyzettel jelölve). 1. emelkedő terület, 2. süllyedő terület, 3. kainozoikum előtti egységek, 4. alp–kárpáti flis és molassz 5. Pienini-szirtöv, 6. neogén vulkanitok, 7. országhatár, 8. egységen belüli deformáció zónája. A–A': az 1B ábra elhelyezkedése, BM: Bécsi-medence, KA: Kisalföld, NA: Alföld, DTK: Dunántúli-középhegység ÉK: Északi-középhegység, DKr: Dunakanyar. A zárt görbék süllyedő és az emelkedő térszínek átmeneti zónáját jelölik.
B: A teraszok magassága a Duna mentén a Kisalföld és az Alföld között (PÉCSI 1959 után). A szelvény helye az 1A ábrán A–A′ jelöléssel látható. A teraszszintek függőleges deformációja a Duna-völgy antecedens jellegére és terület differenciális függőleges kéregmozgásaira utal. A teraszok magassága a Dunakanyar térségében, a Középhegység tengelyvonalában a legnagyobb.

Fig. 1 → A: Uplifting and subsiding areas in Hungary (after HORVÁTH & CLOETINGH 1996). The areal extent of uplifting and subsiding areas is well defined, but there are only estimations about the timing and rate of the vertical motion. Direction and rate of horizontal displacement of the western and eastern ALCAPA units are indicated with black arrows. The reference frame is the Bohemian Massif (indicated as Cseh-masszívum) (GRENERCZY et al. 2000). Active deformation between the western and eastern parts of the ALCAPA unit(indicated as nyugat- and kelet-ALCAPA) takes place mainly in form of accelerated differential vertical motion. This zone of internal deformation is specified with a pattern of grey streaks. The study area (indicated with a rectangle) lies in this zone. 1 uplifting area, 2 subsiding area, 3 pre-Cenozoic units 4 Alp–Carpathian flysch and molasse, 5 Pieniny Klippen Belt, 6 Neogene volcanites, 7 state borders, 8 zone of internal shortening within the ALCAPA unit. A–A': Position of the section of Fig. 1B, BM: Vienna Basin, KA: Danube Basin, NA: Great Hungarian Plain, DTK: Transdanubian Range, ÉK: North Hungarian Range, DKr: Danube Bend, Duna is the Danube, Nyugati-, Keleti- and Déli-Kárpátok the Western, Eastern and Southern Carpathians. Closed curves indicate the boundary zone of uplifting and of subsiding areas. B: Elevation of the terrace levels along the Danube river according to PÉCSI (1959). The upwarped deformation pattern of the terraces indicates differential uplift of the area, thus antecedent valley development. Terrace levels reach their maximum height at the axis of the DTK, i.e. at the Danube Bend area.


A
15°E
17°E
19°E
21°E
Nyugati-Kárpátok
Cseh-
masszívum
Duna
BM
A
KA
kelet-
ALCAPA
ÉK
0.3 mm/yr
Keleti
Alpok
nyugat-
ALCAPA
DTK
1.3 mm/yr
A'
NA
Keleti-Kárpátok
Erdélyi-
medence
46°N
Tisza-Dácia
Déli-Kárpátok
Adriai-tenger
Dinári-hg.
0 50 100 150 200 km
B
Gerecse
DKr
Buda
KA
DTK-ÉK
NA
magasság
elevation
m. tszf./asl.
A
A'
tVII
tVI
tV
tIV
tIII
tIIb
Duna
320
160
0
-160
-320
1800
1700
1600
folyamkilométer
distance along the river (km)
1
2
3
4
5
6
7
8

A kutatási terület földtani felépítése, geomorfológiája

A Duna a Kisalföld és az Alföld között a Dunazug-hegység és a Börzsöny emelkedő területei közé vágódva teraszos völgyet mélyített. E középhegységi Duna-völgy három különböző jellegű szakaszra osztható. A Gerecse és a Budai-hegység mezozoos karbonátos kőzetekből és vékony kainozoos karbonátos, ill. törmelékes fedő egységekből áll. E területeken a Duna-teraszokat és az idősebb geomorfológiai szinteket gyakran édesvízi mészkő fedi, mely a teraszok folyóvízi anyaga felett vagy közben, esetenként közvetlenül az idősebb rétegekre települ. A Gerecse északi előterében SCHEUER & SCHWEITZER (1988) 7 teraszszintet és 9 travertínó szintet írt le. A Budai-hegység területén a negyedik terasz (tIV) a legmagasabb szint, mely bizonyíthatóan folyóvízi eredetű. Itt 12 édesvízi mészkő szint különíthető el (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), melyek közül a legmagasabb a Széchenyi-hegy felső-miocén édesvízi mészkő takarója.

A Duna a Börzsöny és a Visegrádi-hegység miocén vulkáni kőzeteibe vágódva hozta létre a Visegrádi-szoros, vagy más néven a Dunakanyar völgyszakaszát. Itt PÉCSI (1959) 6–7 párkánysíkot különített el. Az alacsony szintek kivételével folyóvízi üledék nem takarja a sziklateraszokat, az idősebb, magasabb teraszoknak többnyire csak kis töredékei őrződtek meg. Ezek többnyire fedetlenek, legfeljebb néhány nagyobb területű teraszmaradványon tanúskodik elszórt kavicsborítás a szint folyóvízi eredetéről (pl. Kövesmező, Törökmező, Remetekeresztbérc).

NOSZKY (1935) és PÉCSI (1959) megállapította, hogy a Középhegység tengelye, vagyis a Visegrádi-szoros felé a párkánysíkok függőlegesen deformálódtak, vagyis az egykorú szintek relatív magassága a Duna hossz-szelvénye mentén változó (*1B. ábra*). A Kisalföld feltöltődő térszíne felől a Visegrádi-szoros felé az egyes teraszszintek közötti szintkülönbség növekszik: a teraszok egyre magasabb helyzetben találhatók a folyó jelenlegi szintje felett. A Visegrádi-szorost elhagyva a szintek magassága ismét csökken, majd fokozatosan belesimulnak az Alföld feltöltődő térszínébe. A teraszok kialakulásuk idején a folyó akkori esésgörbéje mentén jönnek létre. A Duna középhegységi szakaszán a párkánysíkok függőleges deformációja a terület kiemelkedésére utal. E morfológiai bélyegek alapján NOSZKY (1935) és PÉCSI (1959) arra a következtetésre jutott, hogy a bevágódó Duna lépést tartott a terület kiemelkedésével, és a visegrádi áttörésnél antecedens völgyet hozott létre.

A Duna bevágódását és teraszos völgyének kialakítását két fő tényező befolyásolta: a Középhegység kiemelkedése valamint az éghajlatváltozások. A kiemelkedéssel lépést tartó bevágódás esetén a bevágódás mértéke hasonló a kiemelkedés mértékéhez. Az üledék lerakódás és bevágódás időbeli változásait az éghajlattal változó hidrológiai tényezők is befolyásolják, így a teraszképződés a két tényező egymást felerősítő, vagy kioltó együttes hatásának eredménye (GÁBRIS 1997, VANDENBERGHE 2003). A völgyben kialakult párkánysíkok a folyó bevágódásának egyes stádiumait rögzítik, így alkalmasak a bevágódás és közvetve a függőleges kéregmozgások mértékének számszerűsítésére (pl. BURBANK & ANDERSON 2001):

$$I = h / t, \qquad (1)$$

ahol I a bevágódási ráta, h a teraszszint relatív magassága és t a teraszszint kora.

A „hagyományos" teraszrendszer

A teraszok kialakulásának sorrendjét, relatív korának meghatározását a szintek magasság szerinti időrendbe állításával végezhetjük el legegyszerűbben. Eszerint az egyre magasabb helyzetű teraszok egyre idősebbek. A szintek relatív korának pontosabb megismerése, esetenként az radiometrikus korbesorolása a fedő üledékek vizsgálatával lehetséges. Az üledékes bélyegek alkalmasak az egy fázisban kialakult, azonban ma már nem összefüggő és gyakran különböző magasságba emelt szintek párhuzamosítására. Ezek közül a legfontosabb az egyes terasztöredékeket fedő üledékek anyag, görgetettség (PÉCSI 1959) és szemcseméret eloszlásának vizsgálata (BURJÁN 2002). E módszerek alkalmazhatósága azonban korlátozott, a szintek besorolása és összetartozása gyakran nem egyértelmű. A teraszüledékeken megfigyelhető fagyjelenségek (krioturbáció, fagyékek, fagyzsákok) szintén segítenek a terasz kialakulásának időbeli behatárolásában (PÉCSI 1959). A folyóvízi üledékek és édesvízi mészkő összletek ősmaradványtartalma az egyes szintek kialakulásának földtörténeti idejét adja meg (pl. MOTTL 1942, KRETZOI 1969, JÁNOSSY 1979). Az egységes teraszkronológiai rendszer kialakítása során e pontszerű adatok terjeszthetők ki a teraszszinteknek a folyó mentén történő azonosításával, párhuzamosításával.

A rendelkezésre álló szedimentológiai, paleontológiai és geomorfológiai adatok alapján korábbi szerzők egységes, az egész Duna-völgyre kiterjedő teraszrendszer kialakítására törekedtek (pl. KÉZ 1933, LÁNG 1955, id. NOSZKY 1935, PÉCSI 1959, GÁBRIS 1994). Ez a szemléletmód meghatározta a következő évtizedek hazai teraszkutatását, annak ellenére, hogy PÉCSI (1959, p. 225) hangsúlyozta, hogy az azonos számú teraszok nem feltétlenül jelölnek azonos kort és genetikát a völgy teljes hosszában. Az éghajlati tényezők hatását a differenciális függőleges kéregmozgások eltérő módon befolyásolhatták, így térben és időben a völgy más szakaszán teremtve meg a teraszképződés, ill. a bevágódás feltételeit (CHOLNOKY 1925, GÁBRIS 1997, VANDENBERGHE 2003). A jelenleg legelfogadottabb teraszkronológia alapjait PÉCSI (1959) fektette le, majd KRETZOI & PÉCSI (1982) tovább finomította. Munkánk alapjául ez a teraszrendszer szolgált, és a továbbiakban „hagyományos" teraszkronológia néven szerepel.

A Duna teraszok kronológiai adatainak nagy része Dunakanyar „alatti" és „feletti" völgyszakaszokból, a Gerecse és a Budai-hegység előteréből származik. E területeken a teraszokat fedő folyóvízi üledékek és édesvízi mészkő lehetővé teszik az egyes szintek relatív, és esetenként radiometrikus korbesorolását. A Dunakanyar területén azonban a kormeghatározásra alkalmas anyag hiányzik, így e teraszokat csak a mai Duna szintje feletti magasságuk alapján illesztették be a teraszrendszerbe.

PÉCSI (1959), majd KRETZOI & PÉCSI (1982) a Duna mentén 6-7 teraszszintet különített el. Ezek számozása a legfiatalabb, tehát legalsó szinttől kezdődik, így e szint az első (a továbbiakban tI) és a legidősebb és legfelső a hetedik (a továbbiakban tVII) szint. A legalsó tI teraszszint a Duna magas ártere. A tII szintet két részre osztották: a tIIa kialakulását a würm végére, a tIIb-t a würm elejére helyezték. A tIII felkavicsolódását a riss, a tIV lerakódását a Mindel eljegesedés idejére helyezték. A tV és tVI szintek a kora-pleisztocén günz és dunai glaciálisaiban keletkeztek. E rendszerben a tVI szint a legelső Dunai eredetű terasz, az

e felett található tVII és tVIII szinteket pliocén korú hegylábfelszíneknek tartották (*1. táblázat*). Az első dunai eredetű párkánysík kora megadja a Duna bevágódásának kezdetét, mely tehát a „hagyományos" teraszkronológia alapján a pleisztocén elejére tehető. A Gerecse és a Budai-hegység előterében található travertínó szintek számozása szintén alulról fölfelé történik, jelük: T1-T12 (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A legalsó travertínó szint a T1 a tIIa teraszokra települ, a T2 szint a tIIb teraszra, a T3 a tIII teraszt fedi. A két rendszer a 7. számú szintig többé-kevésbé párhuzamosítható, e felett az édesvízi mészkő szintek pliocén hegylábfelszínekre és késő-pannóniai abráziós színlőkre települtek. A teraszok és az édesvízi mészkő szintek magassága és a „hagyományos" teraszkronológia szerinti minimum kora és magassága az *1.* és a *2. táblázat*ban látható.

1. táblázat. A teraszok relatív magassága és kora a „hagyományos" teraszrendszer szerint (PÉCSI 1959, KRETZOI & PÉCSI 1982) az újabb kronológiai adatok figyelembe vételével. A megadott korok minimum korok, a magassági értékek az adott szint átlagos relatív magasságát jelzik.

Table 1 Age and relative elevation of the terrace horizons. Qualitative ages are indicated according to the "traditional" terrace system (PÉCSI 1959, KRETZOI & PÉCSI 1982), with respect to the new chronological data. Absolute ages are minimum ages derived after the compilation of the chronological data sets. Elevation is the average height of the horizon above the modern Danube

Terasz *Terrace*	**A kialakulás kora** *Age of formation* (PÉCSI, 1959, KRETZOI & PÉCSI 1982)	**Minimum kor** *Min. age* (ka)	**Mai Duna feletti relatív magasság** *relative height above present Danube* (±15%, m)		
			Gerecse	**Dunakanyar**	**Budai-hg.**
tVIII	pliocén	2400<<	–	380	–
tVII	pliocén	2400	190	280	–
tVI	duna/pre-günz	1800	155	230	
tV	günz	800	100	205	–
tIV	mindel	360	70	150	55
tIII	riss	170	40	80	30
tIIb	késő-riss–kora-würm	100	20	26	21
tIIa	késő-würm	12	9	14	10
tI	kora-holocén	8	5	6	6
floodplain	késő-holocén (jelen)	0	3	3	3

A hazai teraszok korbesorolási nehézségei

A „hagyományos" teraszrendszer számos bizonytalansági tényezőt hordoz magában: (1) a teraszok a folyó mentén nem folyamatosak, az egykor feltehetőleg jóval kiterjedtebb szinteknek csak töredékei őrződtek meg. (2) A párkánysíkok magassága változó, és (3) az egy időben lerakódott folyóvízi üledékek tulajdonságai nem feltétlenül azonosak a folyó teljes hosszában, így az egyes szintek a völgy hossz-szelvénye mentén való párhuzamosíthatósága korlátozott. Emellett, (4) a teraszokat fedő üledéktakaró sokfelé vékony vagy hiányzik, mely esetekben csak a szintek magassági értéke szolgál támpontul a rendszerbe sorolásnál.

2. *táblázat.* Az édesvízi mészkő szintek kora és relatív magassága (pl: SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A megadott korok a hagyományos teraszrendszer (PÉCSI 1959, KRETZOI & PÉCSI 1982) és az egyéb ismert adatok összesítésével kapott minimum korok, a magassági értékek az adott szint átlagos magasságát jelzik

Table 2 Age and relative elevation of travertine horizons (e.g. SCHEUER & SCHWEITZER 1988). Qualitative ages are indicated according to the "traditional" terrace system (PÉCSI 1959, KRETZOI & PÉCSI 1982). Absolute ages are minimum ages derived after the compilation of the chronologic data sets. Elevation is the average height above the modern Danube

Gerecse / *Gerecse Hills*			**Megfelelő geomorfológiai szint** *Relevant geomorphic horizon*	**Budai-hegység** / *Buda Hills*		
Travertínó szint *Travertine horizon*	**Kor** *Age* (ka)	**Mai Duna feletti relatív magasság** *Rel. height above present Danube* (±15%, m)		**Travertínó szint** *Travertine horizon*	**Kor** *Age* (ka)	**Mai Duna feletti relatív magasság** *Rel. height above present Danube* (±15%, m)
T_{12}	-	-	pannóniai abráziós színlő, pliocén pediment	T_{11-12}	9000	380
T_{10-11}	8000	220	*late Cenozoic shoreline, pediment*	T_{10}	7000	320
T_{8-9}	4000	170	tVII-tVIII	T_{8-9}	-	260
T_7	2400	150	tVI-tVII	T_7	-	160
T_6	1800	140	tV-tVI	T_6	-	140
T_5	780	120	tV	T_5	780	110
T_4	360	80	tIV	T_4	360	70
T_3	200	60	tIII	T_3	175	50
T_2	100	20	tIIb	T_2	70	20
T_1	10	7	tIIa-tI	T_1	10	7

Az adatok összesítése során komolyabb problémát jelent, hogy a „hagyományos" teraszrendszer által felállított koradatok igen nehezen számszerűsíthetők. Egyrészt a negyedidőszak radiometrikus kronológiai tagolása máig vitás kérdés, a munkánk során törekedtünk a hazánkban legelfogadottabb határok alkalmazására. Másrészt az irodalomban a földtörténeti korok mellé többnyire nem rendeltek éveket, így a pleisztocén kezdetének a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott 2,4 Ma-t vettük. Természetesen, amennyiben számításaink alapjául a pleisztocén teljes időtartamának az 1950-es években általánosan elfogadott 600 000 évet vennénk (KRIVÁN 1955), lényegesen gyorsabb bevágódási rátákat kapnánk. Munkánk korszerű kronológiába való beilleszthetősége azonban az új korskála használatát teszi szükségessé. A fentiekből következik, hogy a paleontológiai alapon meghatározott kor meglehetősen tág időtartamon belülre helyezi el az egyes szintek kialakulását (*1. táblázat*). Pl. alsó-pleisztocén, dunai eljegesedés, ami 2,4 és 1,4 millió év közötti időtartamot jelöl.

Jelenleg kevés radiometrikus kronológiai adat áll rendelkezésre. E módszerek a teraszokat fedő üledékek korának meghatározásával a szintek kialakulásának minimum kora határozható meg. A folyóvízi üledékekben található szerves maradványok ^{14}C kormeghatározásával az üledék lerakódásának ideje közvetlenül meghatározható. E módszer azonban csak az 50 ezer évnél fiatalabb teraszok

datálására alkalmas (pl. WAGNER 1998). A teraszokat fedő édesvízi mészkő korának meghatározása 350 ezer évig a Th/U módszerrel lehetséges (pl. SCHWARTZ 1989). Paleomágneses vizsgálatokkal megadható, hogy a travertínó összlet normál vagy reverz polaritású időszakban keletkezett (pl. WAGNER 1998, LANTOS 2004). A párkánysíkokat fedő lösz korának lumineszcenciás módszerekkel történő meghatározása pedig 100 ezer éves időskálán lehetséges (NOVOTHNY & UJHÁZY 2000). A kronológiai adatok tehát pontszerűek, és az utolsó 350 ezer évre korlátozódnak.

A Duna bevágódásának sebessége a korábbi kronológiai adatok tükrében

A meglevő kronológiai adatok számszerűsítése során mindig az egyes szintek minimum korát és átlagos relatív magasságát határoztuk meg. Például a budai Várhegy tIV teraszát fedő édesvízi mészkő szint Th/U kora idősebb, mint 350 ezer év (HENNIG et. al. 1983), és normál mágneses polaritása következtében fiatalabb, mint 780 ezer év (LATHAM & SCHWARTZ 1990). Munkánk során e szintnek korát 360 ezer évben adtuk meg (*1–4. táblázat*). Így e korokból az (1) egyenlet alapján a „hagyományos" teraszkronológia szerinti maximális bevágódási rátát számítottuk ki.

3. táblázat. A Duna bevágódásának datálására alkalmas koronológiai adatok. A Th/U és paleomágneses korok az édesvízi mészkő testekből, a ^{14}C adatok pedig a folyóvízi lerakódások szerves anyagából származnak

Table 3 Absolute chronologic data related to the timing of the incision of the Danube. Th/U and palaeomagnetic data were obtained from the travertine horizons, the source of ^{14}C data were from charcoal in the alluvial material

Travertínó szint *Travertine horizon*	**Kor** *Age* (ka)	**Módszer** *Method*	**Forrás** *Source*
T_5 Gerecse, Buda	>780	reverz polaritás	LATHAM & SCHWARCZ 1990
T_4 Gerecse,	<780	Th/U	HENNIG et al. 1983
Buda	>350	normál polaritás	LATHAM & SCHWARCZ 1990
T_3 Buda	~175	Th/U	KRETZOI & PÉCSI 1982
	248±67		PÉCSI 1973
T_3 Gerecse	202±20	Th/U	HENNIG et al. 1983
	190±45		
T_2 Buda	60-70±20	Th/U	PÉCSI 1973 KRETZOI & PÉCSI 1982
	101 ±10		PÉCSI 1973
T_2 Gerecse	98±10	Th/U	SCHWARZ-SKOFLEK 1982
	135±11		HENNIG et al. 1983
T_1 Buda	~9,5	^{14}C	KRETZOI & PÉCSI 1982
T_1 Gerecse	12±10	^{14}C	KRETZOI & PÉCSI 1982

4. táblázat. A József-hegyi-barlang ásványainak Th/U kora, típusa és tszf. magassága. A keletkező ásványok karsztvízszinthez viszonyított helyzete alapján megbecsülhető az egykori karsztvízszint magassága (LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). (X3)*: Az X3 minta egy poligonálisan felrepedezett agyagkitöltés felszínén keletkezett. Ez arra utal, hogy e járatszint a kalcitkéreg kialakulását megelőzően néhány ezer évig vízmentes volt. A karsztvízszint változásait a barlangban a *3. ábra* mutatja be

Table 4 Type, elevation and Th/U age of speleothems in the József Hill Cave. The estimated karstwater level has been derived from the relative syngenetic position of the speleothem with respect to the karstwater table (LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). (X3): The calcite crust of sample X3 developed on a surface of polygonally broken clay. Accordingly this gallery level had been abandoned by the water for a couple of thousand years before the deposition of the calcite crust. The assumed karstwater level changes within the cave are demonstrated in Fig. 3*

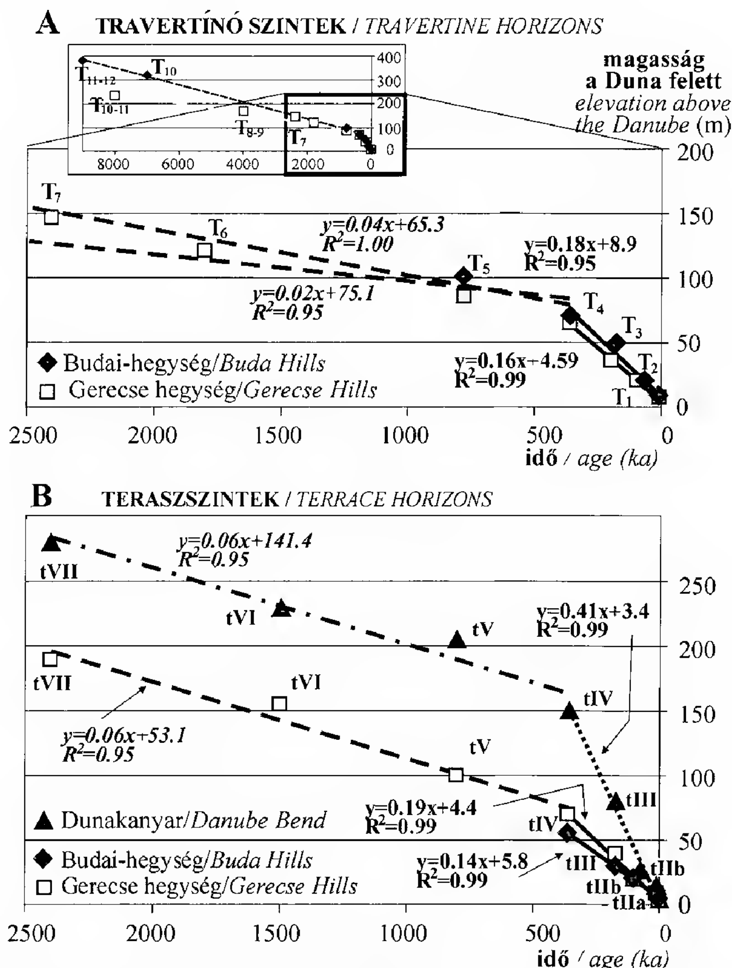
Minta *Sample*	**Datált képződmény** *Dated speleothem*	**A karsztvízszint helyzete a képződményhez képest** *Position of karstwater table relative to the speleothem*	**a minta magassága** *Sample elevation* (m, tszf./*asl.*)	**Becsült karsztvízszint** *Estimated karstwater level* (m, tszf./*asl.*)	**Th/U kor** *Th/U age* (ka)
X1	calcite crust	above	180	185	350<
X2	cave raft	above	153	160	245
(X3)*	dried surface underlying sample X3			150	(220)
X3	calcite crust	above	160	165	206
X4	aragonite	bellow	155	150	158
X5	flowstone	above	125	130	93
X6	cave raft	above	117	122	66
-	present karstwater level		100	100	0

A Budai-hegység és a Gerecse

A teraszszintek és az édesvízi mészkő szintek szorosan összefüggő, bár gyakran nehezen összeegyeztethető relatív és radiometrikus kronológiai adatait az *1–4. táblázat*okban foglaltuk össze. A terasz- és édesvízi mészkő szintek magasság-kor összefüggését a *2A* és *B ábrák* diagramjai mutatják be külön a Gerecse és külön a Budai-hegység területére a szint jellege szerinti bontásban. A magasság-kor diagramok x értékei a teraszszintek korát, y értékei azok magasságát fejezik ki. A diagramokon a teraszokat képviselő pontokra fektetett regressziós egyenes illeszthető:

$$y = mx + b \quad (2)$$

ahol *m* az egyenes meredeksége, ami tehát a teraszok relatív magasságának időbeli változását tükrözi. Így *m* értéke megadja a Duna bevágódási sebességét. A trendvonal és az *y* tengely metszését (ha a kor, vagyis x=0) b értéke fejezi ki, ami megadja, hogy hány méter lenne az eltérés az *m* rátával jellemezhető Duna jelenkori magassága, valamint a Duna jelenlegi valós magassága (y=0) között. A változó magasság és kor értékek közötti lineáris kapcsolat szorosságát R2 értéke fejezi ki (PEARSON-féle korrelációs együttható négyzete, értéke 0 és 1 között változik, minél nagyobb annál szorosabb kapcsolatot jelez).

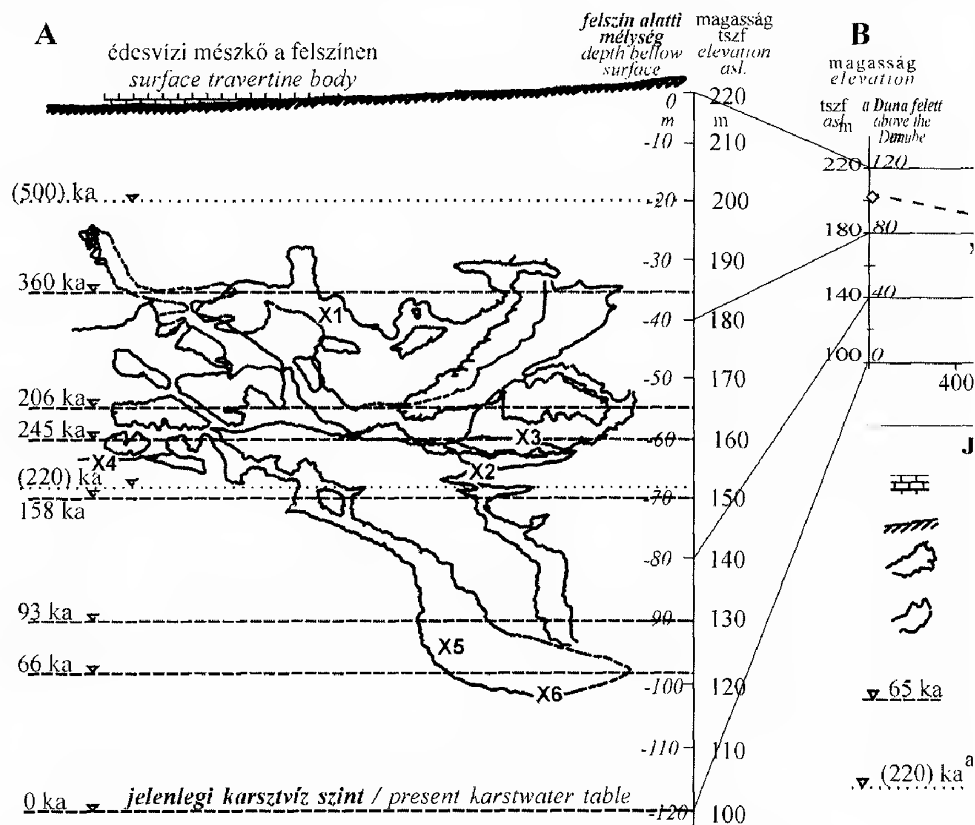


2. ábra. Az összesített teraszkronológiai adatok magasság–kor diagramjai. Az adatsorokra illesztett trendvonalak lejtése megadja az adott forrás alapján számított bevágódási rátát. A: A Budai-hegység (fekete rombusz) és a Gerecse (szürke négyzet) édesvízi mészkő szintjeinek magasság–kor diagramja. B: A Budai-hegység (fekete rombusz), a Gerecse (szürke négyzet) és a Dunakanyar teraszszintjei (szürke háromszög). A 360 ezer évnél valamennyi trendvonalon megfigyelhető törés egybeesik az radiometrikus kronológiai módszerek alkalmazhatóságának alsó határával. E törés valószínűleg csupán a hiányzó további radiometrikus kronológiai adatok következménye. Az ennél idősebb koradatok csak tájékoztató jellegűek, ezért a trendvonalakat szaggatottan jelöltük. Az ezekhez tartozó egyenleteket dőlt betűvel tüntettük fel. A diagramokhoz tartozó adatsorok az *1.* és *2. táblázatokban* megtekinthetők, részletek és hivatkozások a szövegben

Fig. 2 Age–elevation plots of the compiled chronological data sets of the Danube terraces. Slope of the trendlines fitted to the data gives the incision rate suggested by each data source. A: Age and elevation of travertine horizons of the Buda (black rhombus) and Gerecse Hills (grey rectangle). B: Age and elevation of terrace horizons of the Buda (black rhombus), Gerecse Hills (grey rectangle) and the Danube Bend (grey triangle). Note the significant break in the slope of the trendlines at 360 ka coinciding with the applicability limit of the Th/U method. This break probably is an artefact caused by the lack of further absolute age data. Above this age the chronology is dubious: age data are uncertain and there is no information about the date of the onset of the uplift. Therefore trendlines above this age appear as dashed lines indicating their unreliable nature. Equations belonging to this period appear with italics. Data are shown in Tables 1 and 2, see details and references in the text

Az adatsorokban éles törés mutatható ki a fiatalabb és az idősebb szintek alapján számított bevágódási ráta között. A Duna bevágódásának sebessége az édesvízi mészkő szintek kronológiai adatai alapján a Gerecsében és a Budai-hegységben 9 millió és 360 ezer év között 0,02 és 0,04 mm/év; 360 ezer évtől napjainkig pedig 0,16 és 0,18 mm/év volt (*2A ábra*). A teraszok alapján 2,4 millió és 360 ezer év között a Gerecsében 0,06 mm/év bevágódási ráta volt számítható. A 360 ezer évtől napjainkig terjedő időben a Budai-hegység és a Gerecse teraszai alapján 0,19 és 0,14 mm/év volt a bevágódás üteme (*2B ábra*).

A Dunakanyar teraszainak tárgyalása előtt a karsztos területekhez, ill. a forrásmészkövekhez kapcsolódó, a föld felszíne alatt található jelzőszintekről fontos megemlékezni. A Budai-hegység termálkarsztos barlangjai különféle ásványkiválásokkal gazdagon díszítettek. Néhány kalcit és aragonit ásvány kialakulása szorosan köthető a karsztvíz szintjéhez. Így az ásvány korának meghatározásával



3. *ábra.* A karsztvízszint változásának nyomon követése barlangi ásványok Th/U korának meghatározásával (LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). A: A József-hegyi-barlang keresztszelvénye mintavételi helyek és a karsztvízszint időbeli változásainak feltüntetésével. B: A karszvízszint változásának idő-magasság diagramja. Az adatok a *4. táblázat*ban megtekinthetők.

Fig. 3 Th/U dating of speleothems (after LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). A: Cross section of the József Hill Cave with sample sites, suggested position and age of the karstwater level. B: Age-elevation plot of the karstwater level changes controlled by the incision of the Danube River. See data in Table 4.

lehetővé válik a barlangi szintek kialakulásának, ill. a karsztvízszint mindenkori helyzetének datálása (SCHWARTZ 1989).

A József-hegyi-barlang a budai Rózsadomb termálkarsztjának barlangi ásványokkal leggazdagabban díszített járatrendszere. A fő járatszintek 120 és 180 m tszf. (20–80 m a Duna mai szintje felett) magasság között helyezkednek el (*3. ábra*). E magassági szintek egybeesnek a tII-tIV és a T1-T4 terasz és travertínó szintekkel. A barlangrendszer felett, 220 m tszf-i magasságban fekvő édesvízi mészkő test a hagyományos beosztás szerint a T6 travertínó szinthez tartozna, melynek kialakulása a hagyományos beosztás szerint a negyedidőszak elejére tehető.

A 180 m tszf. magasság felett található barlangi ásványok Th/U módszerrel meghatározott kora 350 ezer évnél, vagyis a módszer alkalmazhatósági határánál régebben keletkeztek (LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). A barlang járatrendszerének kioldódása a datált ásványok kialakulási sebessége alapján LEÉL-ŐSSY (1997) szerint 500 ezer év körül kezdődhetett. Eszerint ~500 ezer évvel ezelőtt a karsztvíz szintje nem sokkal a jelenlegi járatszintek felett húzódhatott, ~200 m-es magasságban. E becsült adatot a bevágódási ráta számításakor figyelmen kívül hagytuk.

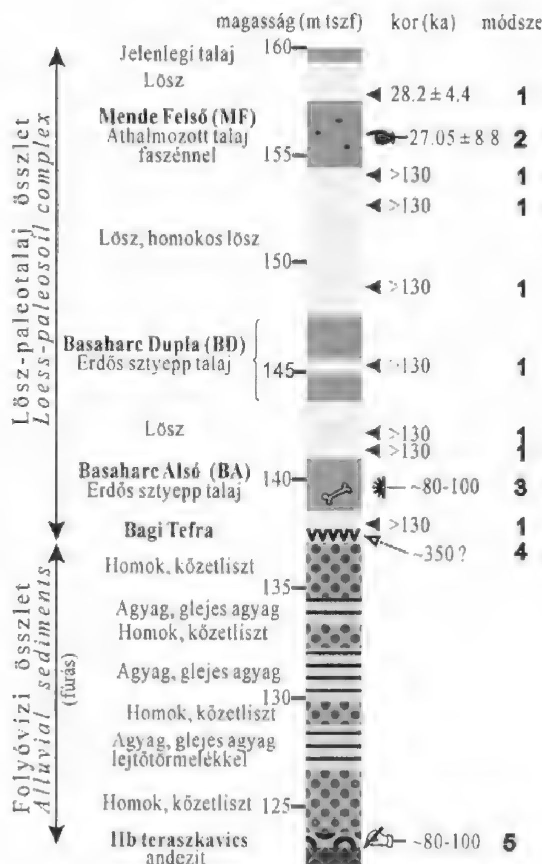
Az utolsó 350 ezer év során a karsztvízszint változásai a barlangi ásványok korának és genetikájának ismeretében jól követhetők voltak. A *3A ábrán* láthatók a mintavételi helyek és az egyes időpontokban becsült karsztvízállás. A *4. táblázat*ban a datált ásványok Th/U kora mellett feltüntettük a kialakulásuk időpontjában a karsztvízszinthez viszonyított helyzetüket, jelenlegi tszf. magasságukat és az ezek alapján becsült egykori karsztvízszintet. 350 ka előtt a karsztvíznívó a barlangban ~185 m-en lehetett (X1 minta). A folyamatosan csökkenő tendenciát egy kisebb karsztvízszint emelkedés szakította meg ~200 ezer évvel ezelőtt (X3 minta alapján). 66 ezer éve a legalsó járatszint alján, 122 m-en húzódhatott (X6 minta, *4. táblázat, 3. ábra*). Kisebb, klimatikus okokra visszavezethető vízszintingadozásokat a Budai-hegység több barlangjában is kimutattak (KRAUS 1993).

A *3B ábrán* a magasság–kor diagramon regressziós egyenest illesztettünk az adatpontokra. Ennek lejtése – a felszíni geomorfológiai szintekhez hasonlóan – megfelel a karsztvízszint süllyedési sebességének, vagyis a Duna bevágódási rátájának. A kapott 0,23 mm/év hasonló, bár kissé magasabb, mint a teraszok és az édesvízi mészkövek adataiból ugyanerre az időszakra számított bevágódási ráta.

A Dunakanyar teraszai

A Dunakanyar térségének teraszkronológiája a szomszédos völgyszakaszokból származó kronológiai adatokra épül: a Gerecséből és a Budai-hegységből származó adatokat vetítették ki a Visegrádi-szoros párkánysíkjaira, figyelembe véve azok feltételezett függőleges deformációját (*1B* és *2B ábrák;* PÉCSI 1959). A magasabb, miocén vulkanitokon kialakult, többségében fedetlen párkánysíkok korát – alkalmas módszer hiányában – mindezidáig nem határozták meg. Az alacsonyabb szintek korolását azonban a többfelé meglevő fedőüledékek lehetővé tették, bár az eredmények igen ellentmondásosak.

A basaharci, 24 m relatív magasságú IIb teraszszint kialakulását a hagyományos teraszrendszer (PÉCSI 1959) a würm elejére, ill. a riss végére helyezi (~100 ka). A 13 m vastag folyóvízi rétegsort fedő 25 m vastag lösz-összletet három jól fejlett paleotalaj-szint tagolja. A legfelső talaj feletti lösz lumineszcens kora (TL és IRSL) ~30 ka. E talaj alatt azonban a lumineszcens módszer alkalmazhatósági határánál, azaz 130 ezer évnél idősebbnek bizonyult a lösz (FRECHEN et al. 1997). A legalsó talajszint alatt a löszben egy vulkáni tefra réteg, a „Bagi Tefra" volt azonosítható (HORVÁTH 2001), melynek korát POUCLET et al. (1999) geokémiai tulajdonságai alapján 350 ezer év körülinek becsülték (*4. ábra*). A lumineszcens kormeghatározás valamint a Bagi Tefra becsült kora ellentmondásban van a párkánysík geomorfológiai és paleontológiai alapon meghatározott, az előbbieknél lényegesen fiatalabb korával. Az ellentmondás feloldására egy lehetőség kínálkozik: a feltárás a vulkáni területek közé ékelődött, vetők által határolt Szobi-medence peremén található (KORPÁS & TEPLÁNSZKY 1999, FODOR et



4. ábra. A basaharci löszfeltárás szelvénye a kronológiai adatok feltüntetésével (PÉCSI 1959 és FRECHEN et al. 1997 után). A paleontológiai és geomorfológiai adatokon alapuló hagyományos teraszrendszer szerint a Duna felett 24 m-rel található szint a tIIb teraszokhoz tartozik. A lumineszcens és a tefrakronológiai adatok ennél lényegesen idősebb korra utalnak. A feltárás helye az 5. ábrán látható. 1. lumineszcens kor (FRECHEN et. al. 1997), 2. radiokarbon kor (PÉCSI 1977), 3. paleontológiai adat (MOTTL 1942), 4. tefrakronológia (POUCLET et al. 1999), 5. teraszkavics geomorfológiai helyzete (PÉCSI 1959).

Fig. 4 Loess profile at Basaharc with the chronologic data (compiled after PÉCSI 1959 and FRECHEN et al. 1997). The alluvial series are situated 24 m above the Danube. According to the traditional terrace system this level belongs to the tIIb horizon. Palaeontologic and geomorphic data supports this young age. Luminescence and tephrochronologic data suggest significantly older age. Location of the profile is indicated on Fig. 5. 1 luminescence data (FRECHEN et. al. 1997), 2 radiocarbon data (PÉCSI 1977), 3 palaeontologic data (MOTTL 1942), 4 tephrocronologic data (POUCLET et al. 1999), 5 geomorphologic position of the terrace gravel (PÉCSI 1959). The present soil and tree palaeosoils (MF,BD and BA) are indicated with dark grey, loess layers appear with light grey colour. Bag Tefra is a volcanic ash layer. Dotted areas mean alluvial sand and silt, striped areas are clay, gleyic clay. The sedimentary sequence begins with the IIb terrace gravel, which was deposited above Miocene andesite

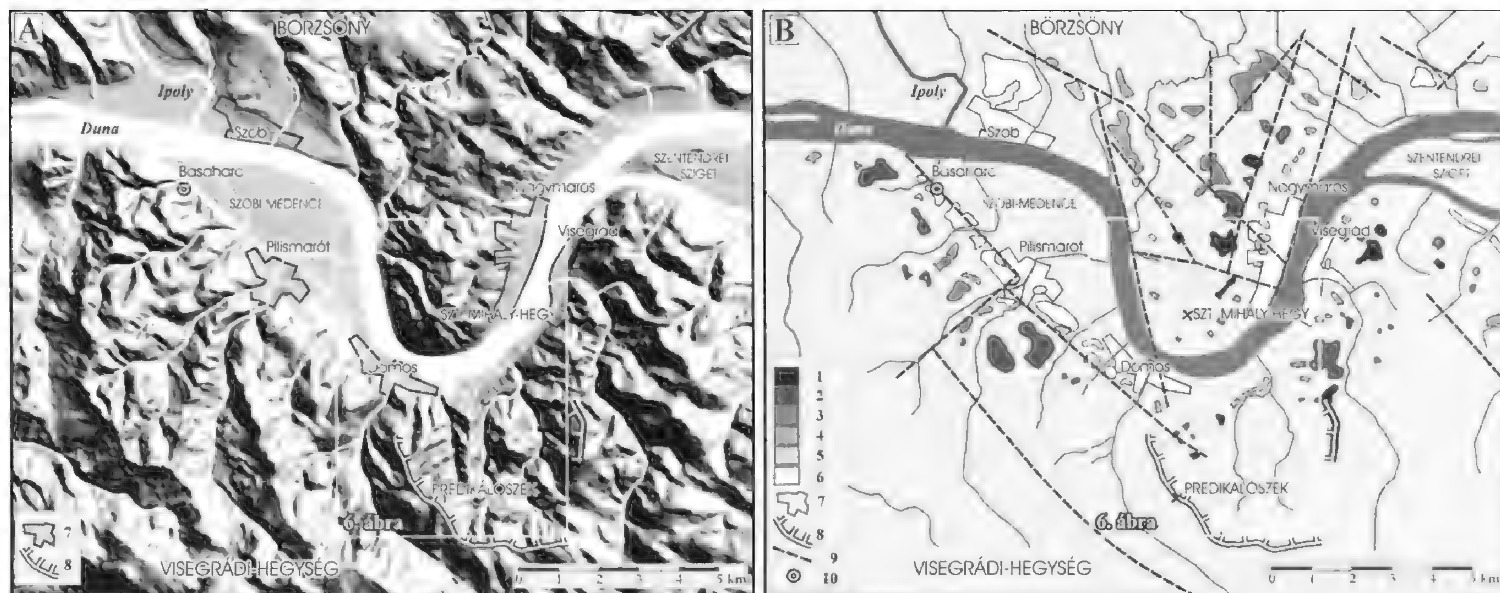
al. 1999; *5A* és *B ábra*). E depresszió kialakulásának pontos kora nem ismert, azonban könnyen lehet, hogy a peremvetői mentén negyedidőszaki szerkezeti mozgások és/vagy lejtős tömegmozgások, csuszamlások mentek végbe. Ezek során az eredetileg magasabb helyzetű basaharci teraszszint alacsonyabb, másodlagos helyzetbe kerülhetett. Ebben az esetben e horizont nem alkalmas a Duna bevágódásának meghatározására, így a további számítások során a basaharci teraszt figyelmen kívül hagytuk.

A „hagyományos", a Dunakanyar térségére kiterjesztett teraszkronológiai adatok alapján végzett számításaink eredményét a *2C ábrán* tüntettük fel. A diagramról leolvasható, hogy a 2,4 Ma és 360 ka közötti időszakban a Duna bevágódási rátája 0,06 mm/év volt. A 360 ezer évtől napjainkig tartó periódusra kapott 0,41 mm/év-es érték a bevágódás gyorsuló ütemére utalhat (*2B. ábra*).

Gyorsuló bevágódás a negyedidőszak végén?

A meglevő adatok összesítése után az egyes geomorfológiai típusokra vonatkozó bevágódási ráta kiszámítható volt. A 2. és 3. *ábrák* diagramjairól a 2,4 Ma és 360 ka közötti időszakra lassú (0,02–0,06 mm/év közötti) bevágódás olvasható le. A 360 ezer évtől napjainkig terjedő időszakban a Középhegység peremén fekvő Gerecsében és Budai-hegységben 0,14–0,23 mm/év, a hegység tengelyét képviselő Visegrádi-szorosban pedig 0,41 mm/év volt a bevágódás sebessége.

360 ezer évnél (vagyis körülbelül a tIV, ill. a T4 szintek felett) mindegyik adatsorban éles törés látható. Az ennél idősebb szintek alapján lényegesen lassabb bevágódási ráta volt számítható, mint a fiatalabb horizontok esetén. Ez arra engedhet következtetni, hogy a bevágódás üteme napjaink felé felgyorsult. Jól látható azonban, hogy az utolsó 360 ezer éves időtartam tekintetében lényegesen több adat áll rendelkezésre, mint az ezt megelőző időszakból. A 360 ezer évnél tapasztalható éles törés egybeesik a numerikus kormeghatározást lehetővé tevő Th/U módszer alkalmazhatóságának alsó határával. Az ennél idősebb geomorfológiai szintek tekintetében radiometrikus kronológiai adat nem áll rendelkezésünkre. Így e szintek kronológiája még bizonytalanabb, pontatlanabb, nehezebben számszerűsíthető. Ennek tükrében elmondható, hogy a bevágódás sebességében látható törés, vagyis a bevágódás esetleges felgyorsulásának ideje nem helyezhető teljes bizonyossággal a 360 ezer éves időpontra, hiszen e törés csak a rendelkezésre álló adatok természetéből (ill. korlátozott időbeli lefedettségből), és nem a szintek valós korából adódik. Ugyanígy nem ismerjük a bevágódás kezdetének pontos idejét, valamint a bevágódási ráta változásának időbeli lefutását sem. Éppen ezért valószínűsíthető hogy a bevágódás felgyorsulása, valamint az adatsorban észlelt törés csak az idősebb, magasabb szintek tekintetében rendelkezésre álló kevés számú és numerikusan nem, vagy nehezen kifejezhető kronológiai adat eredménye. A bevágódás megkezdődésének és a bevágódási ráta esetleges időbeli változásainak megismeréséhez további kormeghatározási adatok szükségesek.



5. *ábra*, A: A Dunakanyar domborzatárnyékolásos képe. A szűk, mélyen bevágódott mellékvölgyek és meredek völgyoldalak gyors bevágódásra és fiatal kiemelkedésre utalnak. B: A völgyszakasz formálásában szerepet játszó tényezők: szerkezeti vonalak (KORPÁS & TEPLÁNSZKY 1999) és elsődleges vulkáni formák (KARÁTSON et al. 2001), valamint a folyóteraszok (PÉCSI 1959 után). A Szt. Mihály-hegy tömbje vulkanológiailag a Visegrádi-hegységhez tartozik (KARÁTSON 2001). A normál vetők által határolt Szobi-medence középső-miocén mészkővel és márgával fedett vulkanitokból álló aljzata levetett helyzetben van, ennek peremén található a basaharci löszfeltárás (*4. ábra*). 1. tVII terasz, 2. tVI terasz, 3. tV terasz, 4. tIV terasz, 5. tIII terasz, 6. tIIb terasz, 7. település, 8. kaldera perem, 9. vető, 10. datált löszfeltárás

Fig. 5 Shape and position of the Danube Bend between the Börzsöny and Visegrád Hills. A: Shaded relief map of the Danube Bend area. Steep slopes and deeply incised valleys indicate fast incision and young uplift. B: Fluvial terrace horizons (mapped after PÉCSI 1959) and factors controlling the development of the Danube Bend: faults (KORPÁS & TEPLÁNSZKY 1999) and original volcanic structure (after KARÁTSON et al. 2001). The Szt. Mihály Hill (as ~-hegy on the fig.) volcanologically belongs to the Visegrád Hills volcanic edifice (KARÁTSON 2001). In the normal-fault-bounded Szob depression the mid Miocene limestone and marl cover of the volcanites are in downfaulted position. The luminescence dated Basaharc loess quarry (Fig. 4) is situated on the SW margin of this depression. 1 tVII terrace, 2 tVI terrace, 3 tV terrace, 4 tIV terrace, 5 tIII terrace, 6 tIIb terrace, 7 settlement, 8 caldera rim, 9 fault, 10 dated loess profile. Duna is the Danube, Visegrádi-hegység is the Visegrád Hills, Szt. Mihály-hegy is the Szt. Mihály Hill, Szobi-medence is the Szob depression and Szentendrei-sziget is the Szentendre Island

Kitettségi kor meghatározása helyben keletkező kozmogén ^{3}He izotóppal

Korábban nem állt rendelkezésre a Dunakanyar térségében található fedetlen sziklateraszok korának meghatározására alkalmas módszer. Így e völgyszakasz fejlődéstörténetéhez jobbára csak a szomszédos területek teraszkronológiai eredményeinek kiterjesztése nyújtott támpontot (l. előző fejezetek). A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópokkal (terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides, a továbbiakban TCN) fedetlen felszínek kitettségi kora határozható meg. Egy felszín kitettségi kora az az időtartam, amióta a felszínt alkotó kőzetet kozmikus sugárzás éri, vagyis az idő, amit a kozmikus sugárzásnak kitett helyzetben eltöltött (KURZ 1986, LAL 1991, CERLING & CRAIG 1994, WAGNER 1998, magyar nyelvű összefoglalás: RUSZKICZAY-RÜDIGER 2004). E módszer segítségével sikerült szóra bírni a korukat mindezidáig szemérmesen elhallgató Dunakanyar sziklateraszait. E cikk keretein belül a litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópos kormeghatározási módszernek csupán rövid ismertetésére szorítkozunk. A módszer részletesebb megismerése RUSZKICZAY-RÜDIGER (2004) és a hivatkozott nemzetközi irodalmi források alapján lehetséges.

A TCN módszer

A helyben keletkező kozmogén izotópok (TCN), így a kozmogén ^{3}He is a másodlagos kozmikus sugárzás hatására keletkeznek a litoszféra felső néhány méterében. Három méteres mélységben a felszín alatt a felszíni sugárzásnak már csak 1%-a marad meg. A kozmikus izotópok keletkezése is eszerint csökken a felszín alatt (LAL 1991).

A kozmogén izotópok közül a stabil ^{3}He alkalmas az andezitből álló sziklateraszok kitettségi korának meghatározására. Nagy sűrűségű ásványok, mint az andezitben gyakran előforduló hornblende és piroxén kristályrácsa képes mérhető mennyiségben megtartani a kozmogén ^{3}He izotópot. Ezért a Dunakanyar sziklateraszainak datálásához a kozmogén ^{3}He izotópot használtuk. A kitettségi kor (t; [év]) a (3) egyenlettel adható meg:

$$t = \frac{N * S}{P} \qquad (3)$$

ahol N a mért kozmogén izotóp koncentrációja [atom/g], P a kozmogén izotópok keletkezési rátája a felszínen [atom/g/év] és S a keletkezési rátát befolyásoló tényező, mely tengerszint feletti magasság és földrajzi szélesség függvényében megadja a kozmikus sugárzás fluxusának változását (LAL 1991, DUNAI 2000, 2001). A Dunakanyar antecedens völgyének esetében a folyamatosan emelkedő Középhegységbe bevágódó Duna teraszai a kialakulásukat követő kiemelkedés során érték el jelenlegi magasságukat. Ezért a mintavételi helyek jelenlegi tengerszint feletti magasságát korrigáltuk a kiemelkedés okozta változás értékével (*5, 6. táblázat*).

A módszer alkalmazható geomorfológiai szintek kialakulási korának meghatározására, amennyiben a felszín – esetünkben folyóvízi terasz – kialakításának időtartama relatíve rövid volt a kialakulás óta eltelt időtartamhoz, vagyis a felszín

5. *táblázat.* A ^{3}He kitettségi kor mérés mintavételi helyeinek topográfiai és mérési adatai. A feltüntetett hiba a mérés 3%-os bizonytalanságából adódik (±1 σ). A mállott és plagioklásszal összenőtt ásványok esetén a minták ^{3}He koncentrációja 10%-os korrekcióra szorult (DB23, 23a, 24). A korrigált ^{3}He koncentrációk esetén a hiba értéke ~5%

Table 5. Topographic data of the sample sites and results of cosmogenic ^{3}He measurements. The indicated error values are representing the 3% analytical uncertainty of the measurement (±1 σ). Three samples (DB23, 23a, 24) were corrected for effects of weathering and plagioclase intergrowth. In these case the ^{3}He concentrations have an estimated uncertainty of ~5% introduced by the correction

Minta	**Északi szélesség**	**Keleti hosszúság**	**Mag. (m tszf)**	**Lejtő-szög**	**A gerinc hossza**	**A gerinc szélessége**	**Minta súly**	**^{3}He koncentráció**	**Korrigált ^{3}He koncentráció**
Sample	*Nortern latitude*	*Eastern longitude*	*Height (m asl)*	*Slope angle*	*Length of the ridge* (m)	*Width of the ridge* (m)	*Sample weight* (g)	*^{3}He concentration* (10^{6} atom/g)	*Corrected ^{3}He concentration* (10^{6} atom/g)
DB 20b	47° 46,2'	18° 55,2'	215	30º	–	–	0,425	3,98±0,12	–
DB 21	47° 46,3'	18° 55,2'	308	10º	230	24	0,521	8,50±0,25	–
DB 22	47° 46,3'	18° 55,2'	305	10º	230	24	0,571	9,29±0,28	–
DB 23	47° 46,5'	18° 55,4'	403	2º	340	60	0,209	9,78±0,29	10,8±0,8
DB 23a	47° 46,5'	18° 55,4'	403	2º	340	60	0,125	10,8+0,3	11,9±0,9
DB 24	47° 46,7'	18° 55,9'	477	5º	306	21	0,219	14,6±0,4	16,1±1,0
DB 25	47° 46,3'	18° 55,5'	300	6º	140	28	0,561	8,55±0,26	–
DB 26	47° 46,2'	18° 55,4'	218	30º	–	–	0,470	3,66±0,11	–
VS 11	47° 45,4'	18° 55,2'	275	0º	605	50	0,506	12,6±0,4	–
VS 12	47° 44,8'	18° 55,0'	530	3º	508	20	0,518	21.7±0.7	–
VS 13	47° 45,0'	18° 55,0'	570	0º	330	25	0,533	9.23±0.28	

kitettségi korához képest. Fedetlen felszínek datálása esetén alapfeltevés, hogy a felszínt nem borította üledékes takaró (kavics, lösz, hó) ami árnyékoló hatása következtében jelentősen csökkenthette a kőzetfelszínen a kozmogén izotópok keletkezési sebességét, és így kitettségi korát. A módszer alkalmazásának harmadik feltétele, hogy a felszínen annak kialakulása óta nem ment végbe számottevő erózió, ami a korábban árnyékolt helyzetű kőzetrétegek kitakarásával megfiatalíthatta a felszín kitettségi korát. Tekintve, hogy e tényezőket teljes biztonsággal nem lehet kizárni, a kapott kitettségi korok minimum kornak, az eróziós ráták pedig maximum rátának tekintendők (NIEDERMANN 2002).

Stabilizotópok esetén a mért koncentrációt korrigálni kell az esetlegesen jelen levő, nem kozmogén eredetű komponensre. Andezites litológián a nem kozmogén ^{3}He leginkább magmatikus eredetű, vagyis – stabilizotópról lévén szó – a földköpenyből származó átöröklött ^{3}He lehet (pl. NIEDERMANN 2002). Ez a komponens azonban nem az ásványok kristályrácsában, hanem folyadékzárványokban található, így a minta vákuumban való összezúzása során a kozmogén eredetű izotópoktól elkülönítve megmérhető. Az így mért ^{3}He koncentráció és a teljes ^{3}He koncentráció különbsége megadja a kozmogén és a köpeny-eredetű izotópok arányát. A Dunakanyar mintaterületén két minta (VS 12 és DB 22) vizsgálata alapján elmondható, hogy a köpenyből származó ^{3}He kevesebb, mint 1%-ban van jelen, így ez a ^{3}He-forrás a TCN kitettségi kor mérések során területünkön elhanyagolható.

6. *táblázat*. A számított kozmogén ^3He keletkezési ráták, a kitettségi korok és az eróziós ráták. A produkciós ráta és az azt befolyásoló tényezők okozta szisztematikus hiba, amely elérheti a 10–15%-ot, nincs feltüntetve. A számítások során felhasznált, magas szélességi fokokra és tengerszintre vonatkoztatott produkciós ráta 103 ^3He atom/g/év (DUNAI 2001). E rátát DUNAI (2000) egyenletei alapján korrigáltuk a mintavételi helyek földrajzi szélességére és hosszúságára. A Duna kiemelkedéssel egyidejű bevágódása szükségessé tette a keletkezési ráta kiszámítását az egyes felszínek keletkezése óta folyamatosan emelkedő térszín esetére. Ha figyelembe vesszük a kiemelkedés hatását, akár 18%-kal is idősebb kort kapunk a jelenlegi magasságot alapul használó számításokhoz képest. Természetesen a fiatalabb teraszok esetén ez a hatás kevésbé jelentős, mint magasabb helyzetű, idősebb szinteknél

Table 6 The cosmogenic ^3He production rates, the exposure ages and the erosion rates. Systematic uncertainties of production rates and scaling factors that can be as high as 10-15% are not included here. Production rate for high latitude and sea level of 103 atoms of ^3He/g/y of DUNAI *(2001) was used. The rate was scaled to the elevation and latitude of the samples using* DUNAI *(2000). The incision of the Danube kept pace with the uplift of the area. Accordingly the production rates have also been calculated assuming constant uplift rate since their formation at the elevation of the Danube (101m). The uplift rate reduces the production rates by up to 18% for the highest sample as compared to production rates calculated assuming present-day elevation. This effect decreases with smaller time-integrated uplift, thus it is smaller for lower samples.*

Minta *Sample*	**TCN keletkezési ráta (atom/g/év)** *TCN production rate (atoms/g/a)*	**Kitettségi kor (ezer év)** *Exposure age (ka)*	**Eróziós ráta (mm/ezer év)** *Erosion rate (mm/ka)*	**TCN keletkezési ráta (atom/g/év)** *TCN production rate (atoms/g/a)*	**Kitettségi kor (ezer év)** *Exposure age (ka)*	**Eróziós ráta (mm/ezer év)** Erosion rate *(mm/ka)*
	változatlan tengerszint feletti magasság esetén *without change of elevation above sea level*			**folyamatos kiemelkedés esetén** *assuming constant uplift*		
DB 20b	119	**33,5±1,0**	16,4±0,5	113	**35,3±1,1**	15,6±0,5
DB 21	129	**65,7±2,0**	8,4±0,3	118	**72,2±2,2**	7,6±0,2
DB 22	129	**72,0±2,2**	7,6±0,2	118	**79,1±2,4**	7,0±0,2
DB 23	141	**76,5±3,8**	7,2±0,4	123	**87,9±4,4**	6,3±0,3
DB 23a	141	**84,3±4,2**	6,5±0,3	123	**96,8±4,8**	5,7±0,3
DB 24	151	**106,7±5,3**	5,2±0,3	127	**126,6±6,3**	4,3±0,2
DB 25	129	**66,5±2,0**	8,3±0,2	117	**73,0±2,2**	7,5±0,2
DB 26	119	**30,7±0,9**	17,9±0,5	113	**32,4±1,0**	17,0±0,5
VS 11	126	**100,3±3,0**	5,5±0,2	116	**108,7±3,3**	5,1±0,2
VS 12	158	**137,2±4,1**	4,0±0,1	130	**166,5±5,0**	3,3±0,1
VS 13	164	**56,3±1,7**	9,8±0,3	133	**69,6±2,1**	7,9±0,2

Amennyiben a vizsgált kőzetfelszín nem stabil, és kialakulása óta több méter anyag lepusztulásával kell számolni, a mért kozmogén izotóp koncentrációjából az erózió sebessége számítható ki (LAL 1991):

$$\varepsilon = \frac{P * z^*}{N} \qquad (4)$$

ahol ε az eróziós ráta [cm/év], P a kozmogén izotópok produkciós rátája a felszínen [atom/g/év], N a mért kozmogén izotóp koncentrációja és z^* az elnyelődési hossz (az adott közegben megtett úthossz, ami alatt a sugárzás fluxusa e-1-ed részére csökken, [cm]). Ennek értéke andezit esetén ~55 cm (KURZ 1986, SARDA et al. 1993).

A Dunakanyar teraszainak ^3He kitettségi kora

A Visegrádi-szoros kora, valamint a Duna bevágódásának kérdése az itt található teraszmaradványok ^3He kitettségi korának meghatározásával megválaszolható. A Duna antecedens völgyének kialakításakor a folyó lépést tartott a Középhegység kiemelkedésével, így a függőleges deformációt szenvedett teraszok korának megismerésével nem csak a Duna bevágódási rátája, hanem jó közelítéssel a negyedidőszaki függőleges kéregmozgások sebessége és ideje is megadható.

A mintavétel

A Dunakanyar meredek völgyében a TCN kitettségi kor mérésekhez az eredeti teraszfelszín maradványának tekinthető, fedetlen és közel vízszintes felszínek kerültek megmintázásra. Ezek kijelölése 1:10 000-es méretarányú topográfiai térképeken, majd a terepen történt. A felszín „eredeti" jellege fontos, hiszen a felszín kitettségi kora csak akkor egyezik meg a terasz kialakulásának korával, ha a terasz kialakulása óta nem történt jelentősebb erózió. Mivel az erózió lehetősége teljes biztonsággal nem volt kizárható, a mért TCN koncentrációból a felszínek minimum korát számíthattuk ki.

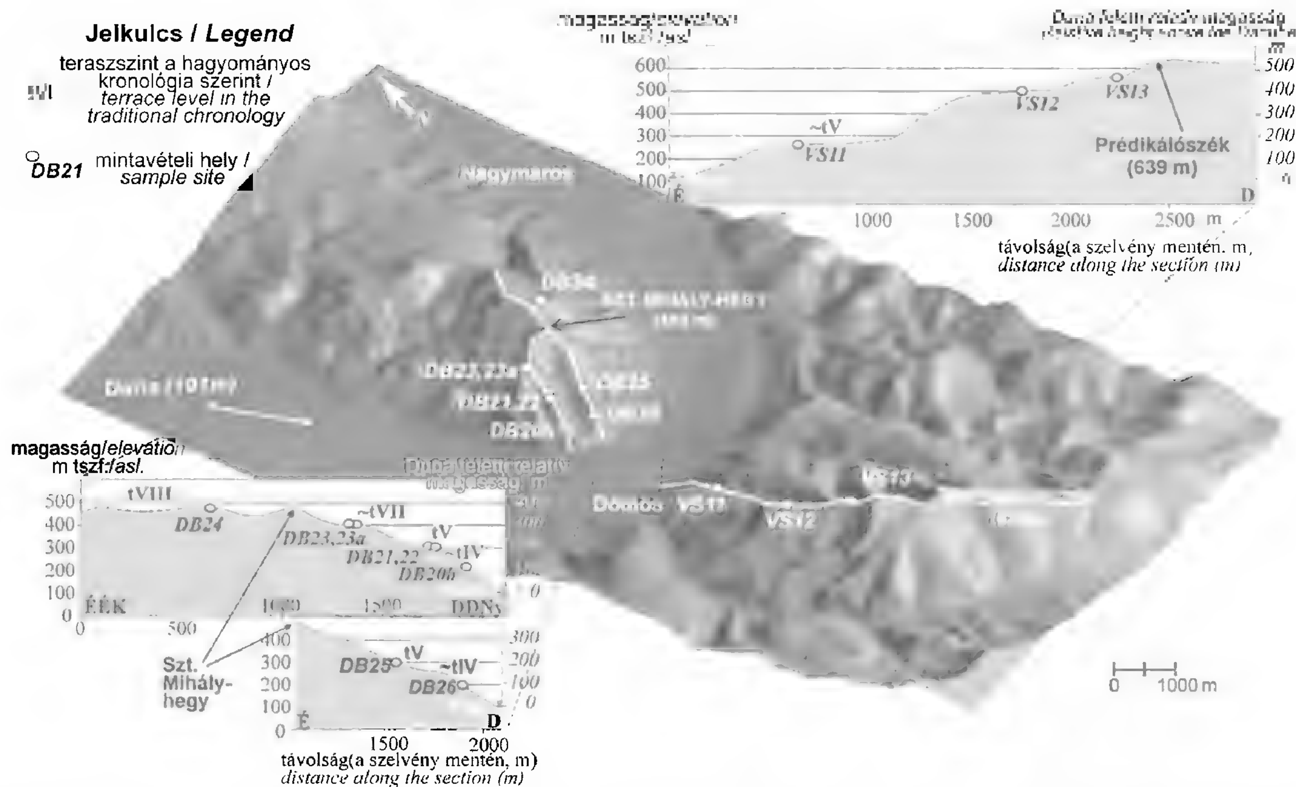
A mintavétel a Szent Mihály-hegy déli oldalán négy egymás feletti szintből (~115, 200, 300 és 380 m a Duna fölött, DB jelű minták) két szomszédos gerinc mentén történt. A Visegrádi-hegységben három egymást követő szintből (~175, 430 és 470 m a Duna fölött, VS jellel) vettünk mintát (*6. ábra*).

A Szent Mihály-hegy legalsó mintái (DB 20b 26) a Duna felett az első ellaposodó szintet képviselik. Ez a szint a „hagyományos" teraszkronológia szerint a ~tIV szintnek felel meg (360 ka<;). Kiterjedése meglehetősen kicsi, és általános lejtése 20-30°. Ez alatt a völgyközi hátak mintavételre alkalmatlan, igen meredek, háromszög alakú fazettákkal végződnek el a Duna irányába (*5.* és *6. ábra*). A megmintázott amfibol-piroxén andezit lávabreccsából a méréshez üde hornblende kristályokat különítettünk el.

A következő mintavételi szint (200–208 m relatív magasság, DB 21, 22, 25) kb. a tV terasznak felel meg a „hagyományos" rendszerben, ami 780 ezer évnél idősebb korra utal. A piroxén-andezit lávából üde piroxénásványokat választottunk el a méréshez.

A 300 m-es relatív magasságú szintben egy kiszélesedő gerincszakasz lapos felszínének széléről (DB 23, 23a, ~tVII teraszszint), a 380 m-es legfelső szintben pedig a Szent Mihály-hegy tetőszintjének (tVIII, pliocén hegylábfelszín) piroxénandezit lávakőzetéből vettünk mintát (DB 24). E kőzetben a piroxének részben mállottak voltak, és gyakran plagioklásszal összenőve jelentek meg. A mállott anyag és a plagioklász nem képes a kozmogén ^3He megtartására, így a mért TCN koncentráció kisebb lesz, mint tiszta piroxén esetén. A mállott és a kozmogén izotópok megtartására nem képes ásványok aránya ~10% (±5%) volt, így e minták kozmogén izotóp koncentrációját 10%-kal korrigáltuk (*5. táblázat*).

A mintavételi helyek fedetlen felszínek voltak a gerincek ellaposodó, vízszintes vagy közel vízszintes szakaszain (*6. ábra*). Számottevő lepusztulásra utaló jel nem volt felfedezhető, ám a felszínek kis kiterjedése és szórványos megjelenése arra



6. ábra. TCN mintavételi helyek a Dunakanyar geomorfológiai szintjein. A mintavételi helyek topográfiai adatai és a TCN mérések eredményei az *5. táblázat*ban láthatók. A keresztszelvényeken megfigyelhető, hogy a völgy meredek északi oldalán több ellaposodó térszín van, mint a déli oldalon, ám az előbbiek kiterjedése lényegesen kisebb

***Fig. 6** Sampling sites of TCN dating of Quaternary rivercut surfaces in the Danube Bend. Topographic and TCN data are indicated in Table 5. On the cross sections note that on the steep northern slope of the valley more gently sloping segments are present than at the southern side, however their area is relatively small*

utal, hogy kisebb mértékű eróziós alacsonyodás nem zárható ki. A mintavételi helyek topográfiai adatai, valamint a minták TCN mérési adatai a *5. táblázat*ban tekinthetők meg.

A Visegrádi-hegység mélyen felszabdalt térszínén a meredek, V alakú völgyek között hosszan elnyúló, keskeny gerincek húzódnak. A mintavétel helyszíne a Prédikálószék egyik északi oldalgerince volt (*6. ábra*). A 175 m-es relatív magasságban vett minta (VS 11) egy hosszú, és a területen szélesnek mondható (~50 m) gerinc vízszintes részéről származik. E szint magasabb, mint a tIV terasz, így a „hagyományos" rendszerben az idősebb tV szintbe sorolandó. Eszerint kora több, mint 780 ezer év. A megmintázott amfibol-piroxén andezitből üde piroxéneket különítettünk el a méréshez. E szint alatt a Visegrádi-hegységben mintavételre alkalmas hely nem volt azonosítható, mert a felszín meredek, és/vagy lejtőtörmelékkel, talajjal fedett. A következő datálható szintek 430 és 470 m-rel a Duna felett találhatók. Magasságuk lényegesen meghaladja a „hagyományos" dunai teraszrendszer legfelső szintjének magasságát, így feltehetőleg a pliocén előtt jöhettek létre. A relatíve 430 m magasan fekvő keskeny lapos gerincen egy, a környezetéből kiálló amfibol-andezit kőzettömb felszíne került megmintázásra (VS 12). A legfelső mintavételi hely ugyanennek a gerincvonulatnak egy magasabb szakaszán található. Ezen a részen a gerinc felszíne vízszintes, ám egy kisebb (~5 m) lokális nyerget alkot. Ennek oka, hogy a gerinc két oldala felől hátravágódó völgyek elérték a gerinc vonulatot, és megkezdhették annak lealacsonyítását (*6. ábra*). Így elképzelhető, hogy e mintavételi hely kitettségi történetét már a szomszédos völgyek hátráló eróziója irányítja, ezért az itt begyűjtött amfibol-andezit minta ^{3}He koncentrációja részben az erózió sebességét tükrözheti (l. bővebben a következőkben).

A ^{3}He kitettségi kor mérések eredményei és értékelésük

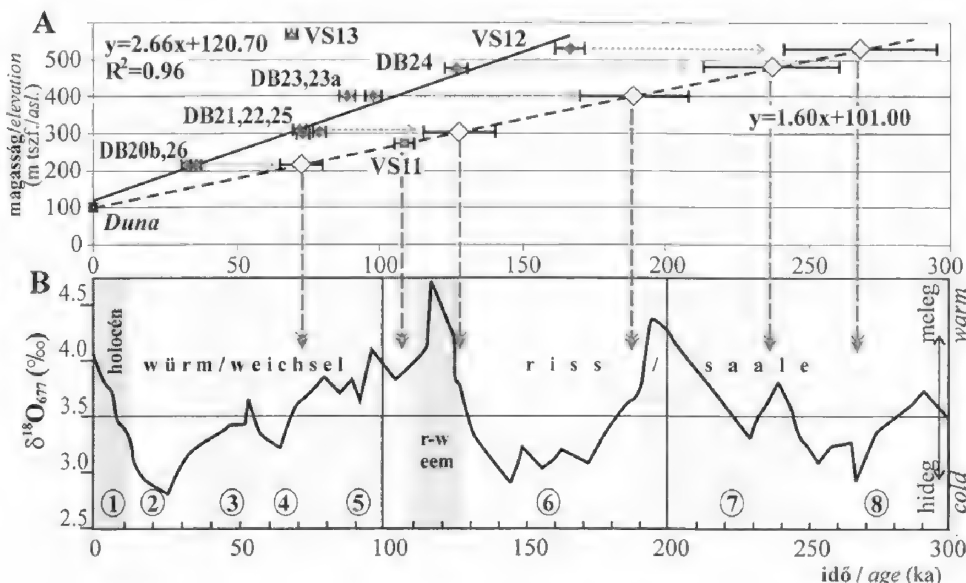
Az alábbiakban csak a legfontosabb számokat emeljük ki a ^{3}He mérési eredmények közül, a teljes mérési adatsor az *5.* és *6. táblázatok*ban látható. A magassági értékeknél a szövegben – a „hagyományos" teraszkronológiában megszokott módon – a szintek relatív, a Duna mai szintje (101 m tszf.) feletti magasságát használjuk. Az alábbiakban az emelkedésre korrigált kitettségi kor értékeket ismertetjük, mert az idősebb párkánysíkok kiemelkedése folyamatos lehetett a Duna antecedens völgyének kialakítása során.

A felszíni kőzetrétegekben mérhető ^{3}He koncentráció alapján a Szent Mihályhegy legmagasabb szintjének (~380 m, DB 24) kitettségi kora 127±4 ezer év. A ~300 m-es szint (DB 23, 23a) kitettségi kora 88±3 – 97±3 ezer év, a ~200 m-es szint (DB 21, 22, 25) 72±2 – 79±2 ezer év, a legalsó szint (~115 m, DB 20b, 26) kora pedig 32±1 – 35±1 ezer év lett. A Visegrádi oldal 175 m-es relatív magasságú szintje (VS 11) 109±3 ezer évesnek, a 430 m-es szint (VS 12) pedig 167±5 ezer évesnek bizonyult. A legmagasabb, 470 m-ről (VS 13) vett minta kitettségi kora 70±2 ezer évnek adódott. A fent leírt topográfiai helyzetéből adódóan azonban ez az eredmény nem tekinthető valósnak, mert a TCN koncentráció e minta esetén részben a lepusztulás sebességét és nem a kitettségi kort tükrözi. Ezért e mintát a kitettségi korok tárgyalásából és értékeléséből a kihagytuk.

A DB jelű, a Szent Mihály-hegyről származó minták egy lineáris magasság–kor összefüggést mutatnak. E trendhez kapcsolódik a Visegrádi-hegység 430 m-es relatív magasságából származó VS 12 minta (*7. ábra*). E minták magasság–kor diagramján a regressziós egyenes ~121 m tszf. magasságban keresztezi az y tengelyt (0 év). E magasság jól megközelíti a Duna mai szintjét (101 m), és a TCN kitettségi korok következetesen emelkednek a magassággal (*7. ábra*). Kis mértékű erózió hatása e mintavételi helyek esetén nem volt kizárható, ezért az adatsorra illeszthető trendvonal lejtése alapján [(1) egyenlet] a Duna bevágódási rátájának – így a Középhegység kiemelkedésének – maximális értéke ~2,7±0,1 mm/évben volt meghatározható az elmúlt ~167 ezer évre.

A Visegrádi-hegység ~275 m-en húzódó, széles és hosszú gerincén vett minta (VS 11) nem illeszkedik a fenti sorozatba: kitettségi kora alapján idősebb, mint az a többi minta által sugallt magasság-kor összefüggés szerint várható lenne. E minta egy vízszintes és viszonylag széles gerinc tengelyvonalától nem messze került begyűjtésre, ezért valószínűsíthető, hogy a vizsgált felszínek közül itt volt a legkisebb általános eróziós térszíncsökkenés. Ezért feltételezhető, hogy a mért kozmogén ^{3}He koncentráció alapján meghatározott kitettségi kor e minta esetében közelíti legjobban a felszín kialakulásának valós korát. A kisebb felületű teraszmaradványok enyhén lejtős térszínein vett minták esetén az erózió hatása jobban érvényesülhetett, így a VS 11-es minta a trend alapján vártnál idősebb kora e mintavételi hely elhanyagolható, de legalábbis a többi mintavételi helynél kisebb eróziós térszíncsökkenésére utal. Ennek alapján a *7A ábra* magasság–kor diagramján a VS 11 minta és a Duna mai szintjének összekötésével kirajzolódik egy kevésbé meredek regressziós egyenes: lejtése konzervatívabb, ~1,6 mm/év bevágódási rátát mutat. Az idősebb, magasabb helyzetű szintek lepusztulásához több idő állt rendelkezésre. Ennek következménye, hogy ha az adatsor valamennyi mintája esetén hasonló mértékű eróziót feltételezünk, az idősebb felszínek TCN kitettségi korát nagyobb mértékben „fiatalította" az erózió, mint az alacsonyabb, tehát fiatalabb szintekét. Ennek eredménye a magasság–kor trendvonalának meredekebbé válása – vagyis a bevágódás látszólagos felgyorsulása – a 0 kitettségi kor kezdőpont megtartásával. E jelenség megfigyelhető a *7A ábra* trendvonalain: a feltehetőleg erózióson némileg csökkentett magasságú szintek koradataira fektetett egyenes lejtése ~2,7 mm/év, míg az erózióson kevésbé befolyásolt VS 11-es mintához egy csupán ~1,6 mm/év lejtésű egyenes illeszthető.

Ha az előbbiek alapján elfogadjuk a VS 11-es minta ~109 ezer éves korát, mint a 175 m relatív magasságú szint kialakulásának idejét, akkor ez a valamivel a ~tV terasz hagyományos magassága alatt elhelyezkedő szint az utolsó interglaciális egy hideg fázisában, az 5d oxigén izotóp fázisban jöhetett létre (7B ábra). Ha az ehhez a szinthez köthető ~1,6 mm/éves bevágódási sebességet kivetítjük a Szt. Mihály-hegy markáns, 380 m-es relatív magasságú tetőszintjére („hagyományosan" tVIII, pliocén hegylábfelszín), annak kora ~237±24 ezer évnek adódik (a kivetített korok óvatos becslésnek tekintendők, így bizonytalanságuk is lényegesen nagyobb, ennek értékét ±10%-nak becsültük). Eszerint a Duna legkésőbb ~240 ezer évvel ezelőtt megkezdte bevágódását az emelkedő vulkáni térszínbe. Ugyanígy megállapítható, hogy az ~1,6 mm/év bevágódási/kiemelkedési ráta az



7. *ábra.* A: A ^{3}He kitettségi korok és a teraszok magasságának kapcsolata. A Duna jelenlegi szintjét fekete négyzet jelöli. A valószínűleg erózió által megfiatalított korokra illesztett fekete trendvonal lejtése ~2,7 mm/a maximális bevágódási rátát ad az utolsó ~170 ka időtartamra. E számításokba VS 13 és VS 11 minták eltérő morfológiai helyzetük miatt nem kerülhettek bele. Az erózió által kevésbé érintett VS 11 minta és a jelenlegi Duna által meghatározott egyenes egy konzervatívabb, ~1,6 mm/éves bevágódási rátát eredményez az utolsó ~240 ka során (részletek a szövegben). A VS 11-es minta alapján meghatározott ~1,6 mm/éves kiemelkedési/bevágódási ráta más magasságokba való kivetítésével kapott korértékek természetesen csak óvatos becslésnek tekintendők így ezen értékek bizonytalanságát ±10%-osra becsültük. B: A tengeri oxigénizotóp görbe által jelzett éghajlatváltozások és a teraszszintek kapcsolata (ODP 677 fúrás, SHACKLETON et al. 1990). Az oxigénizotóp stádiumokat a bekarikázott számok jelölik. A sötétszürke háttér az interglaciálisokat és a világosszürke az interstadiálisokat jelzi. A glaciális szakaszok háttere fehér. Az alpi és a nyugat-európai eljegesedések elnevezéseit szintén feltüntettük.

Fig. 7 A: Dependence of exposure ages on the elevation of the terraces. Level of the modern Danube is marked with a black square. Black linear is the trendline fitted to the dataset with likely effect of erosion. Samples VS 13 and VS 11 were excluded from this calculation because of their different morphologic position. The slope of the trendline yields a maximum incision rate of ~2.7 mm/a (R^2=0.96) for the last 170 ka. The slope of the tie-line between the present-day river level and the sample VS 11, with minor expected effect of erosion (dashed line), yields a more conservative estimate of ~1.6 mm/a for the incision rate of the Danube River during the last ~240 ka. Utilizing the extrapolation from sample VS 11 to other altitudes has admittedly a significant uncertainty, which we estimate to be in the order of ±10%. The incision of the Danube kept pace with the uplift of the area, thus its incision rate is a valid approximation of the uplift rate. B. Correlation between terrace horizons and the $\delta^{18}O$ proxy of the site ODP 677 (SHACKLETON et al. 1990). Marine oxygen isotope stages appear as numbers within a circle. Dark grey stripes indicates interglacials and light greys are interstadials. Glacials appear in white stripes. Alpine and Western European glacial nomenclature is also indicated. Apparently terraces in the Danube Bend could have formed under various climatic conditions, including glacial minimums and interglacial maximums.

utolsó ~240 ezer éves időtartamra értendő. Ugyanígy a Visegrádi-hegységben 430 m-en levő legmagasabb datált szint kora ~268 ezer év (8. oxigénizotóp stádium). Geomorfológiai helyzete alapján e felszín kialakulása még a Duna bevágódásának megkezdődése előtt történhetett.

Figyelemre méltó, hogy az így meghatározott ~1,6 mm/éves ráta lényegesen kisebb, mint a többi minta ^{3}He kitettségi kora alapján számolt ~2,7 mm/év. A terület kutatástörténeti és geokronológiai hátterének ismeretében (l. előző fejezetek) még a konzervatívabb ~1,6 mm/év is meglehetősen gyorsnak mondható, hiszen több mint négyszerese a „hagyományos" teraszkronológia adatai alapján az elmúlt 360 ezer évre számolt 0,41 mm/éves rátának. Geodéziai adatok azonban szintén hasonlóan gyors (>1 mm/év) kiemelkedést sugallnak a területen (MIKE 1969).

A teraszok ^{3}He kitettségi korának megfelelően a Dunakanyar kivésése az utolsó két glaciális ciklus során történhetett (riss és würm, OIS 8-1). Ezen időszakban jelentős éghajlatváltozások mentek végbe Európa-szerte, melyek meghatározták a vízfolyások mindenkori hidrológiai tulajdonságait (pl. NOVÁKI 1991, TUCKER & SLINGERLAND 1997, REPKA et al. 1997; BOGAART & VAN BALEN 2000, MOL et al. 2000, VANDENBERGHE 2003, VELDCAMP & VAN DIJKE 2000). A klimatikus teraszok kialakításában az instabil, átmeneti periódusok szerepét hangsúlyozták, míg a stabilabb glaciális és interglaciális fázisok a völgyfeltöltés, ill. a völgyszélesítés időszakai (CHOLNOKY 1925, GÁBRIS 1997, VANDENBERGHE 2003). A Duna teraszainak felboltozódása alapján a folyó bevágódása lépést tartott a Középhegység kiemelkedésével. A bevágódás szakaszossága, így a teraszok kialakulása az éghajlat változásaival egyszerre jelen levő, együttesen ható szerkezeti mozgásokra vezethető vissza. A Dunakanyar teraszainak kitettségi kora alapján három vagy négy szint kivésése köthető átmeneti időszakokhoz. Méréseink alapján azonban interglaciális maximum és glaciális minimum idején is keletkeztek párkánysíkok. Ezen esetekben feltehetőleg a szerkezeti mozgások hatása erősebb lehetett az éghajlat-szabályozta hidrológiai tényezők hatásánál. A bevágódás több éghajlati ciklusra átlagolt ~1,6 mm/éves értéke jó közelítéssel megegyezik a Középhegység kiemelkedési rátájával, mely értékkel legfeljebb az utolsó ~240 ezer évben, a legfelső geomorfológiai szintek kialakulásának idejéig számolhatunk.

Abban az esetben, ha a „hagyományos" teraszkronológia koradatait, és a TCN koncentrációból (3) egyenlet alapján a kapott eróziós rátát fogadjuk el, a TCN koncentrációk nem használhatók kitettségi kor meghatározására. Ha a méréseink során kapott legkisebb, ~3,3 mm/ka-s eróziós rátával számolunk (*6. táblázat*) már a tV szint kialakulása óta eltelt 780 ezer év alatt ~2,6 m kőzet pusztult le, és több mint ~7,8 m lehetett az erózió a 2,4 millió évnél idősebb, legfelső (tVIII) szintekről. Ezáltal a geomorfológiai szintek kialakulási korának minden TCN méréssel kimutatható emléke törlődött volna, és az adatokból nyert magasság-kor összefüggés teljesen véletlenszerű lenne. A három független gerincen vett minták magassága és kitettségi kora közötti meglehetősen szoros lineáris összefüggés (*7A ábra*) azonban arra utal, hogy a ^{3}He koncentrációk valóban az egymás felett elhelyezkedő felszínek egyre idősebb korát mutatják meg. A VS 11 minta által tükrözött, a többi minta trendjénél magasabb kor arra utal, hogy méréseink az erózió által némileg módosított kitettségi korokat jelentenek, vagyis feltételezésünknek megfelelően a szintek kialakulásának minimum korát adják meg.

Következtetések

A „hagyományos" teraszkronológia (PÉCSI 1959) eredményeinek és az újabb, a teraszok korának, ill. a Duna bevágódásának számszerűsítésére alkalmas adatoknak áttekintése és összevetése, a teraszok párhuzamosításának és datálásának számos nehézségére hívta fel a figyelmet. (1) A teraszszintek a folyó mentén nem követhetőek megszakítás nélkül, ami az egyidős horizontok korrelálását megnehezíti, esetenként lehetetlenné teszi. (2) A relatív kronológiai adatok lokális értékűek és nagy bizonytalansággal adják meg az egyes szintek korát. (3) Kevés radiometrikus kronológiai adat áll rendelkezésre, ezek pontszerűek és nem ritkán ellentmondásosak. (4) A Duna-völgy egyes szakaszain meglévő, eltérő jellegű teraszszintek korának kiterjeszthetősége kérdéses, azonban az önálló koradattal nem rendelkező területeken ez az egy mód volt a párkánysíkok korbesorolására (pl: Dunakanyar).

A meglevő teraszkronológiai, valamint az édesvízi mészkövek és a barlangi ásványok kormeghatározásából származó adatok számszerűsítésével a Duna-völgy három szakaszára, a Gerecse, a Dunakanyar és a Budai-hegység területére kiszámítottuk a folyó bevágódási rátáját. A Duna a Visegrádi-szoros antecedens völgyszakaszának kivésésekor lépést tartott a Középhegység kiemelkedésével, így a folyó bevágódási rátája és a hegység kiemelkedési rátája több éghajlati ciklust felölelő időtávon azonosnak tekinthető. Számításaink rámutattak, hogy a Duna bevágódása két eltérő sebességű időszakra osztható: (9000–)2400 ka és 360 ka között mindhárom területen igen lassú, 0,02–0,06 mm/éves bevágódás volt tapasztalható. 360 ezer év és napjaink között azonban egy nagyságrenddel gyorsabb ütemben mélyítette a Duna a völgyét: bevágódási rátája 0,14–0,23 mm/év volt a Budai-hegység és a Gerecse területén, illetve 0,41 mm/év a Dunakanyar területén. A 360 ezer éves határ azonban egybeesik a Th/U mórszer alkalmazhatóságának alsó határával, így az idősebb és a fiatalabb időszakok éles elkülönülése inkább magyarázható az adatsor hiányosságával, mint egy valós fejlődéstörténeti eseménnyel, hirtelen szerkezeti vagy éghajlati változással. Annak eldöntésére, hogy a mozgás üteme valóban változott-e, és amennyiben igen, e változás mikorra tehető, jelenleg nem adható pontos válasz. A Középhegység tengelyében fekvő Dunakanyar térségében régen felismert nagyobb sebességű kiemelkedés a „hagyományos" teraszkronológia alapján végzett számításaink szerint 2–3-szorosa a hegységperemi területek kiemelkedési rátájának.

A helyben keletkező kozmogén ^{3}He izotóp koncentrációjának meghatározásával lehetővé vált a Dunakanyar eddig ismeretlen korú sziklateraszainak kitettségi kor meghatározása. E korok segítségével a Duna bevágódási rátája és közvetve a Középhegység kiemelkedési rátája meghatározható volt. A TCN kitettségi korok minden esetben minimális kort, a belőlük számított bevágódási/kiemelkedési ráta maximális értéket jelent.

A TCN kitettségi korokból az utolsó ~170 ezer évre számított maximális bevágódási vagy kiemelkedési ráta ~2,7 mm/év. Az erózió valószínűsíthető hatását figyelembe véve azonban egy mérsékeltebb érték: ~1,6 mm/év becsülhető. Ez az érték négyszerese a hagyományos teraszkronológia alapján a Dunakanyar térségére vonatkozó 0,41 mm/éves bevágódási, ill. kiemelkedési rátának, azonban nagyságrendileg megegyezik a geodéziai adatok által sugallt 1

mm/év feletti értéknek (MIKE 1969). A ~1,6 mm/éves bevágódási ráta kiterjesztésével a Duna visegrádi áttörésének kialakulása az elmúlt ~240 ezer évre tehető. Eszerint a Dunakanyar antecedens völgyének kialakulása legkésőbb az utolsó előtti glaciális során kezdődött meg (*7B ábra*). Ez a korábbi feltételezéseknél lényegesen fiatalabb kor arra utal, hogy a teraszszintek korábbi tagolása, mely szerint egy glaciálisban egy terasz alakult ki a továbbiakban nem tartható. Méréseink alapján a Dunakanyarban megfigyelhető 7–8 geomorfológiai szint az utolsó két glaciális ciklusban jöhetett létre. Újabb kutatások arra utalnak, hogy a teraszok kivésésében az éghajlatváltozás instabil periódusainak van jelentős szerepe (pl. GÁBRIS 1997, VANDENBERGHE 2003), így ez nem köthető kizárólagosan az interglaciális időszakokhoz, ahogy azt korábban feltételezték (pl. KÉZ 1933, BULLA 1954). Ugyanígy a felkavicsolódás és völgyszélesítés sem köthető kizárólag a glaciálisokho, ill. az interglaciálisokhoz. A Dunakanyar térségében az éghajlati változások hatásait felerősítő, vagy éppen tompító függőleges kéregmozgások befolyásolhatták, időnként irányíthatták a teraszképződés folyamatait. A bevágódás a terület kiemelkedésével szorosan összefügg: az antecedens völgyszakasz környezetében a kiemelkedési és a bevágódási ráta közelítőleg azonos. A területen megfigyelhető gyors függőleges kéregmozgások az Alcapa-egység nyugati és keleti része közötti folyamatos, napjainkban is tartó belső térrövidülés következményének tekinthetők.

Köszönetnyilvánítás

A kitettségi kor mérések az amszterdami Vrije Universiteit Izotópgeokémiai Tanszékén történtek. A mérések anyagi és intézményi hátterét, a Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Sciences (ISES), és RUSZKICZAY-R. Zs. részéről a EUROBASIN, Marie CURIE Fellowship program nyújtották. Az ehhez kapcsolódó kutatómunka további támogatói voltak: az OTKA T 029798 (FODOR L.), F 043715 (BADA G.) és T 032433 (LEÉL-ŐSSY Sz.) számú pályázatai, valamint FODOR L. részéről az MTA Bolyai Ösztöndíj. Köszönettel tartozunk a cikk bírálóinak, BALOGH Kadosának és FÓRIZS Istvánnak, az értékes hozzászólásaikért és észrevételeikért.

Irodalom – References

BADA, G., HORVÁTH, F. & FEJES, I. 1999: Review of the present day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. – *J. of Geodynamics* **27**, 501–527.

BOGAART, P. W. & VAN BALEN, R. T. 2000: Numerical modeling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change. – *Global and Planetary Change* **27**, 147–163.

BULLA B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. – *Földr. Közl.* 69, 199–230.

BULLA B. 1954: Általános természeti földrajz II. – Tankönyvkiadó, Budapest, 549 p.

BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. S. 2001: Tectonic Geomorphology. – Blackwell Science, USA, 22–26.

BURJÁN B. 2002: A Pesti-síkság kavicsos összleteinek szemcseeloszlási vizsgálata. – *Földt. Közl.* **132/különszám**, 161–173.

CERLING, T. E. & CRAIG, H. 1994: Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. – *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **22**, 273–317.

CSILLAG, G., FODOR, L., PEREGI, ZS., RÓTH, L. & SELMECZI, I. 2002: Pliocene–Quaternary landscape evolution and deformation in the eastern Vértes Hills, (Hungary): the heritage and reactivation of Miocene fault pattern. – *Geologica Carpathica* **53, spec. issue,** 206–208.

CSILLAG, G., FODOR L., MULLER, P. & BENKÓ, K. 2004: Denudation surfaces, development of Pannonian formations and facies distribution indicate late Miocene to Quaternary deformation of the Transdanubian Range. – *Geolines* 17, 26–27.

CHOLNOKY J. 1925: A folyóvölgyekről. – *Math. és Term. tud. Ért.* 42, 101–108.

DUNAI, T. J. 2000: Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 157–169.

DUNAI, T. J. 2001: Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. – *Earth and Planet. Sci. Lett.* 193, 197–212.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. – *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 295–334.

FRANYÓ F. 1992: Magyarország negyedidőszaki üledékeinek vastagságtérképe. – Térkép M = 1:500 000, MÁFI, Budapest.

FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. – *Quaternary Research* **48**, 291 312.

GÁBRIS, Gy. 1994: Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin – *Terra Nova* **6**, 495–501.

GÁBRIS Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. – *Földr. Közl.* **121** (45), 3 15.

GRENERCZY Gy., KENYERES A. & FEJES I. 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. – *J. Geophys. Res.* **105**, 21835 21846.

HENNIG, G.J., GRÜN, R., BRUNNACKER, K. & PÉCSI, M. 1983: Th^{230}/U^{234} – sowie ESR-Altersbestimungen einiger Travertine in Ungarn. *Eiszeitalter und Gegenwart* **33**, 9–19.

HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin.– *Quaternary International* **76/77**, 157–163.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **266**, 287–300.

JÁNOSSY D. 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján – Akadémiai Kiadó, Budapest 207 p.

KÁDÁR L. 1955: A folyókanyarulatok elmélete és a hegységek áttörésében való szerepe. *Dunántúli Tud. Gyűjt.*, Pécs 3–18.

KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary – *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* **110**. Berlin-Stuttgart, 1–14.

KARÁTSON D. 2001: Vulkáni törmeléklavinák: általános jellemzők, ismert példák, magyarországi előfordulások. – *Földt. Közl.* **131/1–2**, 253–283.

KARÁTSON, D., NÉMETH, K., JÓZSA, S. & BORBÉLY, E. 2001: An ancient debris avalanche initiated the river loop? The mystery of the Danube Bend, Hungary. – *11th EUG Congress, Strasbourg, Abstract Volume*, Section EV02, p. 181.

KÉZ A. 1933: A Duna visegrádi áttörése. – *Math. és Term. tud. Ért.* **50**, 714–747.

KÉZ A. 1934: A Duna Győr–Budapesti szakaszának kialakulása. – *Földr. Közl.* **62**, 175–193.

KORPÁS L. & TEPLÁNSZKY E. 1999: A Börzsöny és a Visegrádi-hegység fedetlen földtani térképe 1: 50 000. - MÁFI.

KRAUS S. 1993: A Szemlő-hegyi-barlang vízszint változásai. – *Karszt és Barlang* **I–II**. 47–53.

KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. – *Földr. Közl.* **17/3**, 179–204.

KRETZOI, M. & PÉCSI, M. 1982: Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. – In: PÉCSI, M (ed.): Quaternary Studies in Hungary, INQUA, HAS, Geogr. Res. Inst., Budapest, 11–42.

KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása. – *MÁFI Évk.* **43/3**, 363–503.

KURZ, M. D. 1986: In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 2855–2862.

LAL, D. 1991: Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion rates. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 424–439.

LÁNG S. 1938: Folyóterrasz tanulmányok. – *Földtani Közl.* **68**, 110–130.

LÁNG S. 1955: A Mátra és a Börzsöny természetföldrajza. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 512 p.

LANTOS, M. 2004: Magnetostratigraphic correlation of Quaternary travertine sequences in NE Transdanubia. – *Földtani Közl.* **134/2**, 227–236.

LATHAM, A. G. & SCHWARCZ, H. P. 1990: Magnetic polarity of travertine samples from Vértesszőlős. – In: KRETZOI, M. & DOBOSI, T. V. (eds): Vértesszőlős site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, 553–555.

LEÉL-ŐSSY Sz. 1997: A József-hegyi barlang geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. – Doktori értekezés, ELTE TTK, Budapest 114 p.

LEÉL-ŐSSY, Sz. & SURÁNYI, G. 2003: The peculiar hydrothermal caves in Budapest. – *Acta Geol. Hung.* **46/4**, 407–436.

MIKE, K. 1969: Az Ipoly-völgy kialakulása. – *MÁFI Évk.* **18**, 289–314.

MOL, J., VANDENBERGHE, J. & KASSE, C. 2000: River response to variation of periglacial climate in mid-latitude Europe. – *Geomorphology* 33, 132–148.

MOTTL M. 1942: Adatok a hazai ó- és újpleisztocén folyóteraszok emlős faunájához – *Földt. Int. Évk.* **36**, 65–125.

NIEDERMANN, S. 2002: Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. – In: PORICELLI, D., BALLANTINE, C. J. & WIELER, R. (eds): Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry – *Reviews in mineralogy and Geochemistry* **47**, 731–784.

NOSZKY J. id. 1935: Adatok a Visegrádi Dunaszoros terraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. – *Földt. Int. Évi. Jel.* **(1933–1935)**, 1523–1563.

NOVÁKI, B. 1991: Climatic effects on runoff conditions in Hungary. – *Earth Surface Proc. and Landforms* **16**, 595–599.

NOVOTHNY Á. & UJHÁZY K. 2000: A termo és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. – *Földr. Ért.* **49/3–4**, 165–187.

PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana – Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.

PÉCSI M. 1973: A vértesszőlősi ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora. – *Földrajzi Közlemények* **21/2**, 109–119.

PÉCSI M. 1977: A hazai és az európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. – *MTA X. Oszt. Közl.* **10/3–4**, 183–221.

POUCLET, A., HORVÁTH, E. & JUVIQUE, E. 1999: The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and mineralogical investigations. – *Bull. Volcanology* **60**, 265–272.

REPKA, J. L., ANDERSON, R. S. & FINKEL, R. C. 1997: Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, UT. - *Earth and Planet. Sci. Lett.* **152**, 59–73.

RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica, ser. Geol.* **21**, 332–333.

RUSZKICZAY-RUDIGER, Zs. 2004: Kitettségi kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben keletkező kozmogén izotópokkal. – *Földt. Közl.* **134/2**, 257–279.

SARDA, P., STAUDACHER, T. ALLEGRE, C. & LECOMTE, A. 1993: Cosmogenic neon and helium at Reunion: Measurement of erosion rate. – *Earth and Planet Sci. Lett.* **119**, 405–417.

SCHEUER Gy. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – *Földrajzi Tanulmányok* **20**, Akad. Kiadó, Bp. p. 129.

SCHEUER Gy. 1999: A gerecsei alsó-pleisztocén és felső neogén hévforrástavi édesvízi mészkő összletek összehasonlító vizsgálata. – *Hidrol. Közl.* **79/1**, 11–13.

SCHRÉTER Z. 1953: A Budai- és Gerecsehegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. – *MÁFI Évi Jel.* **1951**-*ről*, 111–146.

SCHWARTZ, H. P. 1989: Uranium series dating of Quaternary deposits. – *Quaternary International* **1**, 7–17.

SCHWARCZ, H. P. & SKOFLEK, I. 1982: New dates for the Tata, Hungary archaeological site. – *Nature* **295**, 590–591.

SHACKLETON, N. J., BERGER, A. & PETTIER, W. R. 1990: An alternative astronomic calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. – *Transaction of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci.* **81**,. 251–261.

SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténete. – *Földr. Közl.* **9 (85)**, 25–50.

STRÖMPL G. 1915: A visegrádi-Dunaszoros és a Pesti-síkság fiatalabb kavicstelepei. – *Földt. Közl.* **43**, 328–331.

TAKÁCS-BOLNER, K. & KRAUS, S. 1989: The results of research into caves of thermal water origin. – *Karst and Cave, Special Issue*, 31 38.

TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. & KISZELY M. 2002: A Pannon-medence szeizmicitása. – *Földtani Közl.* **132**, 327–337.

TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. 1997: Drainage basin response to climate change. – *Water Resources Research* **33**/8, 2031–2047.

VELDCAMP, A. & VAN DIJKE, J. J. 2000: Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy: a qualitative comparison with the Maas record. – *Geomorphology* **33**, 225–236.

VANDENBERGHE, J. 2003: Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. – *Quaternary Science Reviews* **22**, 2053–2060.

WAGNER, G. A. 1998: Age Determination of Young Rocks and Artefacts. – Springer-Verlag Berlin, Heidelberg 466 p.

Kézirat beérkezett: 2004. 12. 10.

Földtani Közlöny 135/3, 405–431. (2005) Budapest

Késő-glaciális és holocén vízszintingadozások a Szigligeti-öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok eredményei alapján

Late Glacial and Holocene water level changes in the Szigliget Bay, Lake Balaton based on macrofossil investigations

JAKAB Gusztáv[1] – SÜMEGI Pál[2] – SZÁNTÓ Zsuzsa[3]

(7 ábra, 2 táblázat, 2 tábla)

Tárgyszavak: Balaton, vízszint változások, makrofosszília, holocén, késő-glaciális
Keywords: Lake Balaton, water level changes, macrofossil record, Holocene, Late Glacial

Abstract

The reconstruction of Late Glacial and Holocene water level changes of Lake Balaton based on the macrofossil investigation of the sediment deposited in the Szigliget Bay is presented. With the QLCMA (semi-quantitative quadrat and leaf-count macrofossil analysis technique) method, modified by JAKAB et al. (2004), the authors got exact data on the past hydrological changes.

The beggining of sediment (peat) deposition started between 16 790–16 390 cal. BP years according to the radiocarbon dating. The younger Holocene sediments missing in the investigated area. The principal component analysis of macrofossil data made possible the reconstruction of past water level changes. At higher water levels Chara community emerged on the lake bottom. At lower water levels brown moss (rich fen) communities emerged in the Pleistocene, but reedswamps in the Holocene. The authors revealed sevaral high and low water levels with this method. In the Late Glacial the lowest water level detected at 14 000 cal. BP year (Bølling interstadial), but the higest at 12 000 cal. BP year (Dryas III). There is an apparent contradiction in the lowered water tables of intersadials and the higher water tables of stadials. The contradiction could be resolve with the impeded drainage, sparse vegetation cover and low evaporation rates of the stadials. In the Holocene the lowest water level detected at the beggining of the Holocene (10 300 cal. BP year) and in the second half of the Atlantic period (7000 cal. BP year). The higest water level in the Holocene was after 5200 cal. BP year (Subboreal).

The other important result is the reveal of tundra-dweller shrubs (*Dryas octopetala, Betula nana, B. humilis, B. pubescens*) between 15 000–16 000 cal. BP years. The seeds of these species have not detected in the Late Glacial of the Carpathian Basin previously.

Összefoglalás

A szerzők a Balaton késő-glaciális és holocén növényzeti és vízszint változásait rekonstrulálták a Szigligeti-öbölben lerakódott tavi és lápi üledéksor makrofosszília vizsgálatával. A JAKAB et. al. (2004) által módosított QLCMA (semi-quantitative quadrat and leaf-count macrofossil analysis technique) módszer segítségével pontos adatokat kaptak az üledékgyűjtő hidrológiai változásairól.

A vizsgált területen az üledék (tőzeg) felhalmozódása a radiokarbon kormeghatározás alapján 16 790–16 390 cal. BP évek között indult meg. A fiatalabb holocén üledékek hiányoznak. A makrofosszília közösségek többváltozós statisztikai analízise lehetővé tette a vízszintingadozások kimutatását. Magasabb vízszint esetén a vegetációra a meder fenéken élő Chara-gyepek, alacsonyabb

[1]Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, 6701 Szeged P.O. Box: 658.
e-mail: cembra@freemail.hu
[2]Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, 6701 Szeged P.O. Box: 658.
e-mail: sumegi@geo.u-szeged.hu
[3]MTA Atommagkutató Intézet, Környezetanalitikai Laboratórium, 4026 Debrecen Bem tér 18/c
e-mail: aszanto@atomki.hu

vízszint mellett a késő-glaciálisban a barnamohás lápok, a holocénben a nádas volt a jellemző. A vizsgált időszakban több magas és több alacsony vízszintet is sikerült kimutatni. A késő-glaciálisban a tó legalacsonyabb vízborítása 14 000 cal. BP évnél (bølling interstadiális), a legmagasabb 12 000 cal. BP évnél (dryas III. stadiális) volt. Csak látszólagos az ellentmondás abban, hogy a hűvös és száraz stadiálisokban magasabb, a melegebb, csapadékosabb interstadiálisokban alacsonyabb volt a vízszint. Feltételezhetően a vízszint kialakulásában fontosabb szerepet játszottak az éves csapadék mennyiségénél, a párolgás mértéke, valamint a vízgyűjtő terület lefolyási viszonyai (talajfagy időtartama, növényzeti borítottság mértéke). A holocénben a legalacsonyabb vízszint a holocén kezdetén (10300 cal. BP év) és az atlanti második felében (7000 cal. BP) volt. A holocénben a legmagasabb vízszinttel 5200 cal. BP év után számolhatunk (szubboreális).

Vegetáció- és klímatörténeti szempontból nagy jelentőségű egyes tundralakó fajok fosszilis magjainak kimutatása (*Dryas octopetala, Betula nana, B. humilis, B. pubescens*) 15 000–16 000 cal. BP évek között. Ezen fajok magjai a késő-glaciálisból eddig nem kerültek elő a Kárpát-medencében.

Bevezetés

A Balaton körzete Magyarország egyik legkeresettebb üdülőterülete. Ebben jelentős szerepe van a tó kiváló természeti és környezeti állapotának, valamint a tavat övező természeti környezet minőségének. Ezen környezeti állapot fenntartása, a turizmus fejlesztése hazánk alapvető gazdasági érdeke.

A Balaton sekély vizű tó, kiterjedt egységes vízfelülettel. Vizének túlnyomó része a csapadékból és a felszíni hozzáfolyásból származik. Az ilyen tavak érzékenyen reagálnak a klíma és a környezet változásaira. A kilencvenes évek elejéig a tóba kerülő nagy mennyiségű növényi tápanyag miatt elsősorban a vízminőség romlása jelentett problémát (algásodás, hínárosodás), amit a kisbalatoni vízvédelmi rendszerek kialakítása, és a Balaton körüli települések szennyvizének tisztítása többé-kevésbé orvosolt. Ma a Balaton vizének minősége jónak tekinthető.

A történeti és paleoökológiai kutatásokból régóta ismert, hogy a Balaton kialakulása óta több a jelenleginél jóval alacsonyabb és jóval magasabb vízszintet is megélt (Cserny & Nagy-Bodor 2000, Tullner & Cserny 2003). A vízinövényzet nagyon gyorsan képes reagálni a hidrológiai változásokra. A vízmélység, a hullámzás, a vízszint ingadozása, a víz karbonát- és foszfáttartalma valamint a klíma változásai alapvetően befolyásolják a kialakuló vegetációt. A vízi és lápi vegetáció hasonlóan a Mollusca-faunához, kiemelkedő abban a tekintetben, hogy maga után az üledékben „in situ" maradványokat halmoz fel.

A különböző üledékgyűjtők a bennük megőrződött mikro- és makrofosszíliák elemzésével lehetőséget teremtenek a vegetáció helyi és regionális léptékű vizsgálatára. A pollenanalízissel elsősorban a vegetáció regionális képét, a makrofosszíliák vizsgálatával pedig elsősorban az üledékgyűjtő szukcessziós stádiumait vizsgálhatjuk (Birks & Birks 1980, Birks 1982, Grosse-Brauckmann 1986). A jelenleg térben megfigyelhető vegetációs zonáció nem megfelelője az időben ténylegesen lezajlott szukcesszió állomásainak, és a meder különböző pontjain különböző vegetációs fejlődési sorozatokkal számolhatunk (Birks 1982, Rybnícek & Rybnícková 1968). Rybnícek (1973) a mocsári és lápi közösségek összetételének időbeni stabilitását bizonyítja Közép-Európa recens társulásainak és fosszilis közösségeinek összehasonlító elemzése révén. Ezen vizsgálatok szerint a múlt közösségeinek akár társulás szintű azonosítása is lehetséges. A vízi és lápi fajok recens ökológiájáról gyarapodó ismereteink ehhez nagy segítséget jelentenek.

A szerzők a publikációban az egyik legteljesebb, késő-würm végéig visszanyúló, balatoni szelvény makrofosszília vizsgálatával mutatják be a Balaton Szigligeti-öblének mintegy 16 000 éves történetét és vízszintjének változásait. A tavak vízszintingadozásai pedig felhasználhatók a késő-glaciális és holocén klímafejlődés általános trendjének vizsgálatára is (HARRISON & DIGERFELDT 1993, HARRISON et al. 1993, 1996, MAGNY et al. 2002, CSERNY 2002).

A vizsgálati terület elhelyezkedése, leírása és a korábbi kutatások eredményei

A Balaton Közép-Európa legnagyobb területű tava. Területe átlagos vízálláskor mintegy 593 km^2. Hossza 78 km, átlagos szélessége 7,6 km. A tó átlagos vízmennyisége 1800 millió m^3, magassága 104,57 mAf. A tó területéből mintegy 16,8 km^2-nyi területet borít nádas (BULLA 1962, ILLÉS 1981).

A tó vízgyűjtő területe 5774 km^2. Legjelentősebb táplálója a Zala folyó, valamint az északi partvidék patakjai. Ezen felszíni vízfolyások által a tóba szállított víz mennyisége azonban a számítások szerint a Balaton felületéhez, mint párologtató felülethez viszonyítva nagyon kevés. Vagyis a Balaton nem tekinthető a Zala és a beömlő patakok szétömlő, megduzzasztott vizének, hanem fő tömegében csapadékvíz eredetű. Vize tavasszal áradni kezd, nyár elején éri el a legmagasabb vízállását, majd ősszel ismét apadni kezd. A tó párolgása a havi középhőmérséklettel arányos. Az emberi beavatkozás előtti 5–10 méteres vízszintingadozás a szabályozás hatására az 1920–1970 évek között már 2 méterre csökkent. A Balaton vízszintje tehát nagymértékben a klímának kiszolgáltatott, bár a szabályozások óta az ingadozások jelentősen csökkentek (BULLA 1962, ILLÉS 1981).

A Balaton medencéje nem egyidejű és egységes süllyedék, hanem különálló süllyedékek sorozatából jött létre, amelyeket földhátak választottak el, és amiket a fejlődés egy meghatározott fokán a tavi abrázió munkája egyesített. A tó eredeti alakja tehát jobban követte a keresztirányú süllyedékeket, észak és dél felé több helyen beöblösödött. A geomorfológiai vizsgálatok szerint az egységes víztükör kialakulása, a „földnyelvek" lealacsonyodása és víz alá kerülése hiánytalanul végbement a pleisztocén folyamán (LÓCZY 1913, MAROSI & SZILÁRD 1981). A paleolimnológiai vizsgálatok szerint viszont a tómeder kialakulása fokozatosan történt, nyugatról északkelet felé, a különálló tómedencék egyesülésével a holocén folyamán. Körülbelül 5000 év különbség volt a Keszthelyi- és Szigligeti-öböl valamint a Balatonkenesei-öböl kialakulása között. A Keszthelyi- és Szigligeti-öböl kialakulását a késő-glaciális elejére (17 000–15 000 BP év), a Balatonkeneseiöböl kialakulását pedig a késő-glaciális végére teszik. A két nagy öblözet egyesülése mintegy 4–5000 évvel ezelőtt történt (BODOR 1987, CSERNY 2002). ZÓLYOMI (1987) szerint a Balaton szigligeti medencéje jött először létre, a késő-glaciális magas vízszintje pedig csak látszólagos mert a Balaton fenékszintje ebben az időszakban magasabban volt. Véleménye szerint a keleti és középső medence egyesülése mintegy 7500 évvel ezelőtt mehetett végbe.

A balatoni üledékek térbeli elhelyezkedését ZÓLYOMI (1952, 1987) és CSERNY (1987, 2002) vizsgálatai alapján részletesen ismerjük. A tómeder kialakulása után a késő-glaciálisban többnyire homok vagy kőzetliszes-homok, ritkábban homo-

kos-kőzetliszt rakódott le, az átmeneti szintben bazalt, dolomit vagy homokkő kavicsokkal (0,5–1 cm). A sárgás-vöröses vasoxid kiválások hosszabb ideig tartó vízmentes időszakokra utalnak. A nyugati és középső medencében a késő-glaciálisban tőzegképződés folyt. A tőzegréteget egészen a tó közepéig meg lehet figyelni. Az üledék felhalmozódása a holocénben a tó különböző medencéiben nagyon változó képet mutat. A tó alacsony vízszintjei miatt az üledékben több helyein is hiátus van. ZÓLYOMI szerint a tó vízszintje a kora-holocénben jelentősen lecsökkent, és üledékfelhalmozódás (tőzegképződés) egyedül a Szigligeti-öbölben folyt.

Az üledék vastagsága az északi part közelében a legnagyobb. A tómeder aszimmetrikus alakja miatt a pannóniai üledékek az északi part közelében vannak a legmélyebben, míg a déli part közelében egészen a felszín közelében helyezkednek el. Az urakodó szélirány, valamint a Keszthelyi-hegység és Bakony szélárnyékoló hatása miatt létrejövő áramlások az iszapos üledékeket az északi parton, míg a homokos üledékeket a déli parton rakják le (LÓCZY 1913, VLADÁR 1968). A Balaton negyedidőszaki üledékeinek átlagos vastagsága 5 méter. A jelenlegi kiegyenlített mederfenékhez viszonyított üledékvastagság a mederben nagyon változó, ami változatos morfológiájú aljzatot jelez. Egyes aljzat-kiemelkedések felett a tavi képződmények vastagsága 1,0–1,5 méterre is lecsökken, míg a mélyedéseknél 8 méterre is megnő (CSERNY 1993).

CSERNY (2002) vizsgálatai során sehol sem talált a tó kialakulásától kezdődően (dryas I.) folyamatos és hiánytalan rétegsort. A tó nyugati felén ugyan kimutatott idősebb üledékeket is, de a késő-glaciális/holocén átmenetnél üledékhiányt tapasztalt. A korábbi vizsgálatok szerint (ZÓLYOMI 1952, 1987) viszont a Balatonban a Szigligeti-öbölben a tó kialakulása óta folyamatos üledékképződés folyt. Ezért a Balaton tó paleoökológiai vizsgálatához a Szigligeti-öböl jelenleg szárazon álló parti sávjából, a parttól mintegy 100 méterre az *1. ábrán* megjelölt helyen vettünk mintát (Balatonederics–I fúrás, geokoordináták: EOV X: 524941, EOV Y: 163210).

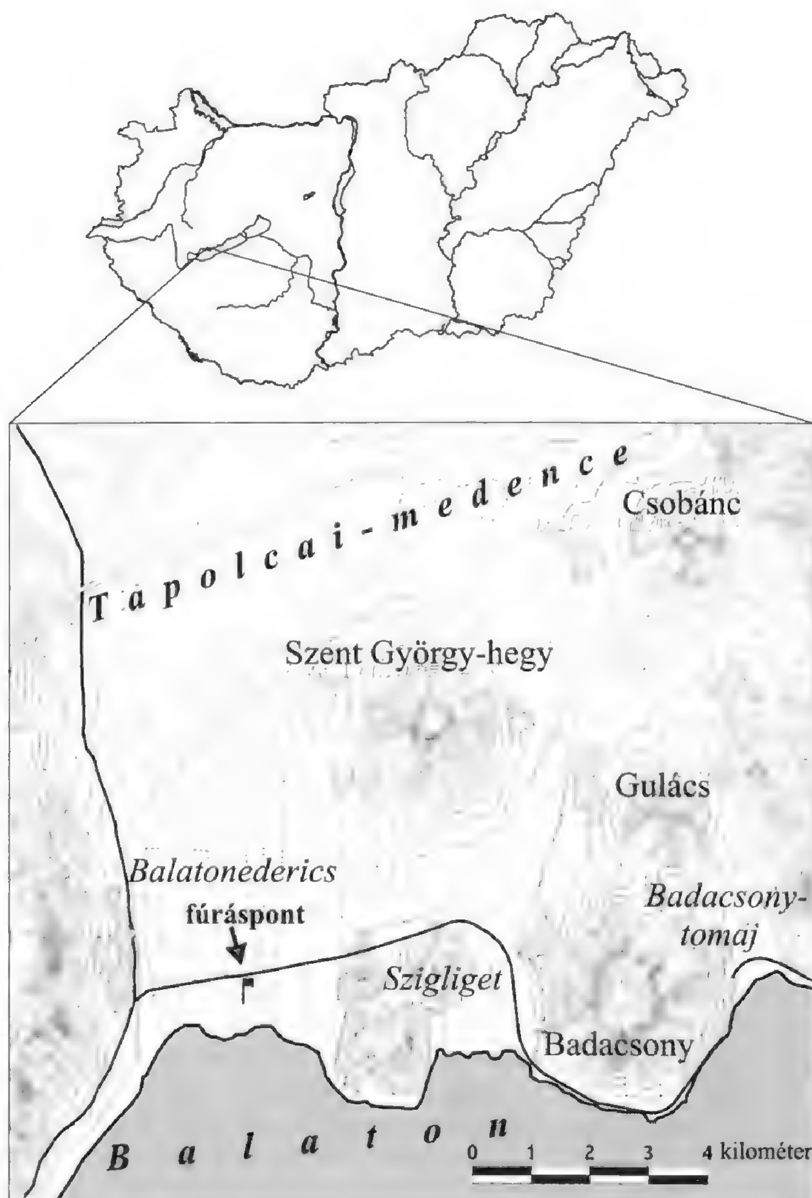
Anyag és módszer

A fúrást a paleoökológiai vizsgálatok során nemzetközileg elfogadott és használatos „orosz-fejes" kézifúróval végeztük (AABY & DIGERFELDT 1986). A folyamatos és bolygatatlan magmintát laboratóriumban a különböző vizsgálati céloknak megfelelően hosszában elvágtuk, és a makrofosszília vizsgálatokra, valamint a későbbi pollenanalitikai, quartermalakológiai és geokémiai elemzésekre szánt részeket 4 °C-on tároltuk.

Az üledékfácies leírása során a Troels-Smith-féle (TROELS-SMITH 1955) nemzetközi lazaüledéktani kifejezéseket és szimbólumrendszert használtuk.

Az üledékminták kormeghatározása konvencionális radiokarbonméréssel történt, az Atomki Könnyűizotóp Laboratóriumában (Debrecen) HERTELENDI et al. (1989) módszere szerint. Valamennyi minta szűretlen, tömeges (6–10 g) tőzeg volt.

A negyedidőszaki üledékeken végzett úttörő paleobotanikai vizsgálatok a növényi makrofossziliák elemzésén alapultak. A legjelentősebb módszertani összefoglaló munkák és újítások GROSSE-BRAUCKMANN (1986), BIRKS (1980), BIRKS &



1. ábra. A fúráspont helyzete a Szigligeti-öbölben

Fig. 1 The position of borehole in the Szigliget Bay

BIRKS (1980) JANSSENS (1983b, 1987, 1990), RYBNÍCEK (1973) és WASYLIKOWA (1996) nevéhez fűződnek. Jelentős módszertani újítás a korábbi becsléses módszereket követően a Southamptonban kifejlesztett QLCMA (semi-quantitative quadrat and leaf-count macrofossil analysis technique) módszer (BARBER et al. 1994), ami már a modern pollenanalízishez hasonló részletességű és pontosságú elemzések

elvégzését tette lehetővé. A makrofosszília vizsgálatok ma már nélkülözhetetlenek a negyedidőszaki paleobotanikában (BIRKS & BIRKS 2000).

A vizsgálatok során a QLCMA módszer módosított változatát használtuk (JAKAB et al. 2004, JAKAB & SÜMEGI 2004). A tőzegben és a szerves anyagban gazdag tavi üledékekben előforduló szerves maradványokat alapvetően két részre lehet osztani. Egyrészt vannak, amelyeket ezzel a módszerrel valamilyen alacsonyabb rangú taxonnal lehet azonosítani (specifikus tőzegszövet alkotók) és vannak amelyeket ezzel a módszerrel nem lehet (nem specifikus tőzegszövet alkotók).

A nem specifikus tőzegszövet alkotók jelentős mennyiségben jelenhetnek meg a mintákban és sokat elárulhatnak a felhalmozódási környezet hidrológiai adottságairól és kémiai összetételéről. A legfontosabb nem specifikus tőzegszövet alkotók a következők.

Meghatározatlan egyszikű maradvány (Monocot. Undiff.): általában áttetsző vagy gyengén pigmentált rizómák vagy epidermiszdarabok tartoznak ide, megnyúlt, vagy rövid sejtekkel. Feltételezhetően ide kerültek a fiatal, kevéssé diferenciált *Phragmites*-rizómák is.

Azonosítatlan szerves maradvány (U.O.M. – Unidentified organic material): Szabálytalan alakú szövetdarabok. Sokszor igen bomlottak. Egyszikű és kétszikű maradványok egyaránt lehetnek.

Azonosítatlan moha töredék (U.B.F. – Unidentified bryophyte fragment): Bomlott tőzegben a moháknak csak a csőszerű, barnán pigmentált „száruk" marad meg, a „levélerek" csonkjaival.

Pernye: Apró, mintáinkban legtöbbször csak 1–3 mm-es faszéndarabok. Feltételezhetően allochton eredetűek. Nem azonosak a pollenanalízis során számolt pernye mennyiséggel, mert ezek nagyobb méretű faszéndarabok (macrocharcoal). Mennyiségükből a helyi tüzek intenzitására következtethetünk.

Fa: A fásodott növényi szövetek a tömötten álló, vastag falú háncs és fa rostjaikról könnyen felismerhetőek. Ezen módszerrel a maradványok fajszinten nem határozhatók meg, de mennyiségük nagyon jellegzetes lehet az üledékben.

Mollusca: A makrofosszíliák feltárása során rendszerint a puhatestűek héjai összetörnek, határozásuk nehézkessé válik, de a héjak mennyiségi változása igen fontos környezettörténeti adat lehet, ezért mutatjuk be az ábrákon.

A specifikus tőzegszövet alkotók esetében akár fajszintű azonosítás is lehetséges. Nagyon fontosak a felhalmozódási környezet rekonstruálásában. A lokális vegetáció akár társulásszintű azonosítását is lehetővé teszik. A legfontosabb specifikus tőzegszövetalkotók a magvak, termések, szaporítóképletek, mohák, rizóma-epidermisz (pl.: *Carex* fajok), levél-epidermisz, egyéb szövetek és szervek (szőrök, tracheidák stb.), rovarmaradványok, ostracodahéjak. A fosszilis magvak és mohák vizsgálatáról és hazai alkalmazásáról legutóbb JAKAB & MAGYARI (2000) adott áttekintést. A lágy növényi szövetek határozáshoz JAKAB & SÜMEGI (2004) határozóját használtuk.

A fúrómagból 5 cm-enként 3 cm^3-es mintákat vettünk. A koncentrációkat ezt figyelembe véve számoltuk. A tőzegszövet alkotók mennyiségét 1 cm^3-re adtuk meg, a magvak mennyiségét pedig 3 cm^3-re. A mintát 300 μm lyukátmérőjű szitán szűrtük le. A koncentrációk meghatározása úgy történik, hogy ismert mennyiségű jelzőanyag (0,5 g mákmag kb. 960 db) hozzáadása mellett petricsészében 10 db 10x10 mm-es kvadrátban megszámoltuk az összes mákmagot és

maradványt sztereomikroszkóp segítségével. A rizómák (csakúgy, mint a mohák) csak fénymikroszkóp alatt határozhatók meg. Ezért 100 darab egyszikű maradványt kiszedtünk, és vizes preparátumot készítünk. Így megkaptuk, hogy a egyszikűeken belül az egyes taxonok, illetve a Monocot. Undiff. hány százalékban van jelen. A moháknál az egyes fajok és az UBF értékét ugyanígy határoztuk meg. A koncentrációt az alábbi egyenlőség adja meg:

$$\text{Makrofosszília koncentráció} = \frac{\text{számolt makrofosszília (átlag)} \times 960 \text{ (összmák)}}{\text{számolt mák (átlag)} \times \text{minta térfogata (cm}^3\text{)}}$$

Az eredmények megjelenítésére a PSIMPOLL (BENNETT 1992) programcsomagot használtuk. A leggyakoribb és legfontosabb tőzegszövet alkotók eloszlását a mintákban többváltozós statisztikai módszerekkel értékeltük, hogy láthatóvá váljanak az egyes makrofosszília zónák ökológiai-hidrológiai jellegzetességei. Az elemzést főkomponens analízissel (PCA) végeztük (standardizált, mixed /Rohlf/ biplot) PODANI (1993) SYN-TAX 5.0 programja segítségével. A zónák elnevezése a következő módon történt: BE: Balatonederics–I fúrás, M: makrofosszília zóna, – a zóna száma az idősebb rétegekkel kezdve.

A makrofosszília vizsgálatok eredményei

BEM-1 zóna (515-485 cm)

A fúró 520 cm-nél kaviccsal kevert homokos kőzetlisztet ért el, ami felfelé barnamoha maradványokat tartalmazó homogén tőzegbe ment át (*1. táblázat*). A vízszint eleinte ingadozó lehetett, a közeli patakok elérték a meder ezen részét, mert apró kavicsokat tartalmazott az üledék. Ez követően a makrofosszília vizsgálatok eredményei (2. *ábra*) és az üledéktani kép alapján magasabb vízszintre és alacsony növényzeti borításra következtethetünk a mederben. Itt a *Phragmites* és a *Typha latifolia* ért el jelentősebb borítást. A meder szezonális kiszáradására utal az iszaplakó *Cyperus fuscus* maglelete. A vízben az aljzatot Chara-gyepek borították. Az ostracodák mennyisége is jelentős. A pernyekoncentráció ebben a rétegben folyamatosan nő. A terresztris vegetációból egy Pinus faj maradványai és a *Betula humilis* magja került elő. A radiokarbon mérés eredménye alapján (2. *táblázat*) az üledék felhalmozódása dryas I. (MANGERUD et al. 1974), vagy a Heinrich 1 eseménnyel (BOND et al. 1992, 1993) szinkronizálható *Pupilla sterri* zonula idejére tehető (SÜMEGI 1996, SÜMEGI-KROLOPP 1995, 2002).

A Szigligeti-öböl ezen részén a tőzeg felhalmozódása már röviddel a tó kialakulását követően, mintegy 14 300 BP (16 000–17 000 cal. BP) évtől megindult, tehát jóval korábban, mint azt eddig a Balaton más területeiről kimutatták (vö. CSERNY 2002).

Nagy jelentőségű az arktikus–alpesi elterjedésű nyírfajok a *Betula humilis* és a *Betula pubescens*, valamint a *Dryas octopetala* magjának előkerülése ebből a rétegből (*I–II. tábla*).

A magcsákó (*Dryas octopetala*) egy arktikus–alpesi törpecserje, mely jelenleg a sarkköri területek és a mérsékelt övi magashegységek lakója (3. *ábra* – ELKINGTON 1971). A késő-glaciális egyik jellemző faja volt Nyugat-Európa fátlan, tundraklímájú területein, és az ún. „Dryas-flóra" egyik vezérkövülete. A késő-glaciális

1. táblázat. A balatonedericsi fúrásszelvény rétegtani leírása (SÜMEGI P.)
Table 1 Core recovery data from Balatonederics

Mélység	Troels-Smith kategóriák	Rétegtani leírás
0–40 cm	Sh4	kiszáradt, talajosodott (kotusodott) tőzeg (talajosodott tőzeg)
40–90 cm	Lc2Th2	feketésszürke tavi üledék (tavi iszap)
90–208 cm	Th3Sh1	90 120 cm feketésbarna tőzeg 130–148 cm feketésszürke tavi üledék (tavi iszap) 148–208 cm feketésbarna nyers tőzeg, csiga
208-275 cm	Th1As2Sh1	208–240 cm világosbarna nyers tőzeg jelentős mennyiségű tavi üledékkel (tavi iszap) 240–254 cm feketésbarna tőzeg, csiga, 254-275 cm feketésszürke csigás tavi betelepülés (tavi iszap)
275–280 cm	Th3Sh1	nyers tőzeg
280–305 cm	Th4	280-290 cm világosabb tőzeg, szürke betelepüléssel (tavi iszap betelepüléssel) 290–305 cm tőzeg
305–315 cm	Th2Sh2	lápföld (talajosodott tőzeg)
315–388 cm	Th4	tőzeg
388–400 cm	Lc4 (éles váltás)	388 390 mésziszap 390-400 tavi üledék (tavi iszap)
400–435 cm	As2Lc2	sötétszürke tavi üledék, csiga (tavi iszap)
435–440 cm	As2Ld2	tőzeg
440–510 cm	As2Ld1Th1	homogén tőzeg barnamoha maradványokkal
510–518 cm	Ag1As2Gs1	homokos kőzetliszt kaviccsal

2. táblázat. A balatonedericsi fúrás üledékmintáinak radiokarbon koradatai (SZÁNTÓ, Zs.)
Table 2 Radiocarbon data from the sediment of Balatonederics

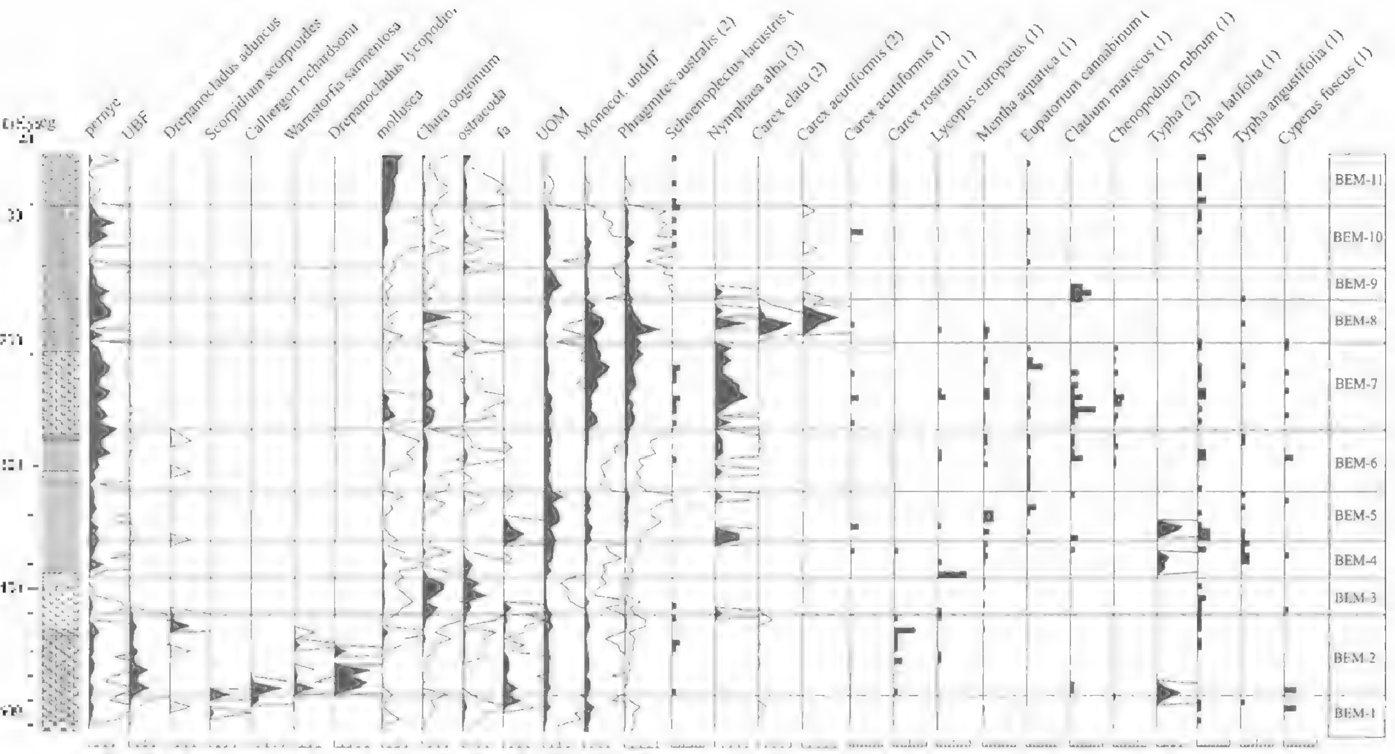
Felszíntől számított mélység (cm)	^{14}C konv. BP kor	2? AD/BC kor intervallum
124.5	5090 ± 70	3960–3800 BC
278	7600 ± 70	6500–6380 BC
435	10780 ± 140	11 050–10 700 BC
509	14260 ± 150	14 440–14 840 BC

lehűlések nevüket ezen fajról kapták. Hazánkban ezidáig csak würm korú előfordulásáról tudtunk (MEDZIHRADSZY & BAJZÁTH 1998, BAJZÁTH 1999). A magcsákó száraz gyepekben, köves tundrán, kőfolyásokon vagy nedves lápterületeken él. Oroszországban az úgynevezett fagyhalom lápok gyakori faja. Ezeken a lápokon az állandóan fagyott halmok váltakoznak nedves mélyedésekkel (BOTCH & MASING 1983).

Ez a zóna, bár a korább fúrásoknál nem végeztek radiokarbon vizsgálatot, de talán megfeleltethető ZÓLYOMI (1952) V. számú a Szigligeti-öbölben végzett fúrásának „10. vegetációs fázisával". Ez a Balaton tó kialakulásának időszaka.

BEM-2 zóna (485–420 cm)

A BEM-2 makrofosszília zóna kialakulása a radiokarbon mérésekből interpretált eredmények szerint a bølling/allerød interstadiális („Late Glacial interstadial") idejére tehető. A megnövekedett és ingadozó pernyekoncentrációból a klíma melegebbre fordulására és ciklikus tajgatüzekre következtethetünk (sok *Pinus* sp. szövetmaradvány).

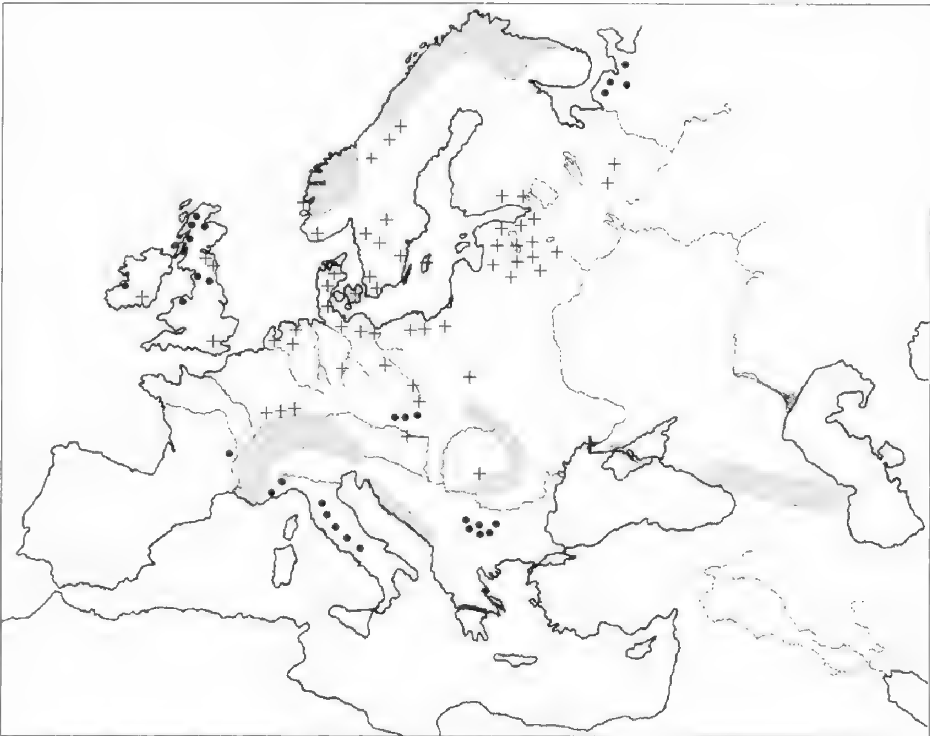


2. ábra A balatonedericsi fúrás makrofosszília diagramja. 1: mag (db/3 cm^3), 2: lágy szövetek (főleg rizodermisz), 3: maghéj epidermisz (db/cm^3). További taxonok zónánként:

Fig. 2. Macrofossil diagram of Balatonederics core. 1: seed (pc/3cm^3), 2. herbaceous plant tissues (mainly rhizoderm), 3: seed epiderm (pc/cm^3). Further taxa:

BEM-1: *Dryas octopetala* (1), *Pinus* sp. (2), *Equisetum fluviatile* (2), Betula humilis (1), *Betula pubescens* (2), *Menyanthes trifoliata* (2), BEM-2: *Calliergon giganteum*, Hamatocaulis *vernicosus*, *Drepanocladus sendtnerii*, *Tomenthypnum nitens*, *Sphagnum palustre*, *Pinus* sp. (2), *Betula nana* (1), *Betula pubescens* (1), *Betula humilis* (1), *Menyanthes* trifoliata (1, 2), *Urtica dioica* (1), *Carex nigra* (1), *Potamogeton natans* (1), *Ranunculus sceleratus* (1), *Nuphar lutea* (2), BEM-3: *Batrachium* sp. (1), BEM-4: *Polygonum* lapathifolium (1), *Myriophyllum verticillatum* (1), *Ranunculus sceleratus* (1), *Potamogeton* sp. (1), *Juncus* sp. (1), *Urtica dioica* (1), BEM-5: *Carex pseudocyperus* (1), Carex paniculata (1), Stachys *palustris* (1), *Lythrum* sp. (1), *Urtica dioica* (1), *Salix cinerea* (2), BEM-6: *Bryum* sp., *Carex pseudocyperus* (1), *Polygonum persicaria* (1), *Urtica dioica* (1), BEM-7: Meesia longiseta, *Betula pendula* (1), *Myriophyllum verticillatum* (1), *Utricularia vulgaris* (1), *Acorellus pannonicus* (1), *Najas marina* (1), *Potamogeton* sp. (1), BEM-10: *Potamogeton natans* (1)

A BEM-2 zóna tartalmazza az egyik legfajgazdagabb késő-glaciális makrofosszília közösséget, amit eddig hazánk területéről kimutattak. Nagyon fajgazdag tundralakó lápi mohafajokban (*Scorpidium scorpioides, Calliergon richardsonii, C. giganteum, Warnstorfia sarmentosa, Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus lycopodioides, D. sendtnerii, D. aduncus, Tomenthypnum nitens*). Ezenkívül előkerültek a *Betula nana* és a *Betula humilis* magleletei is. Ezidáig a késő-glaciálisból mindössze pollen lelete került elő a *Betula nana*nak (JÁRAI-KOMLÓDI 1966, MAGYARI et al. 1999, 2000, JAKAB et al. 2004). A *Betula* fajok pollenjei nagyon hasonlóak, és csak statisztikai módszerekkel különíthetők el (BIRKS 1968). Magleleteik mindig nagy jelentőségűek, mivel így biztosan meghatározhatóak (*I. tábla*). Magmaradványaik



3. ábra. A *Dryas octopetala* recens elterjedése (szürke terület és pont) és makrofosszília előfordulásai (kereszt) Európában (HULTÉN 1971 után módosítva)

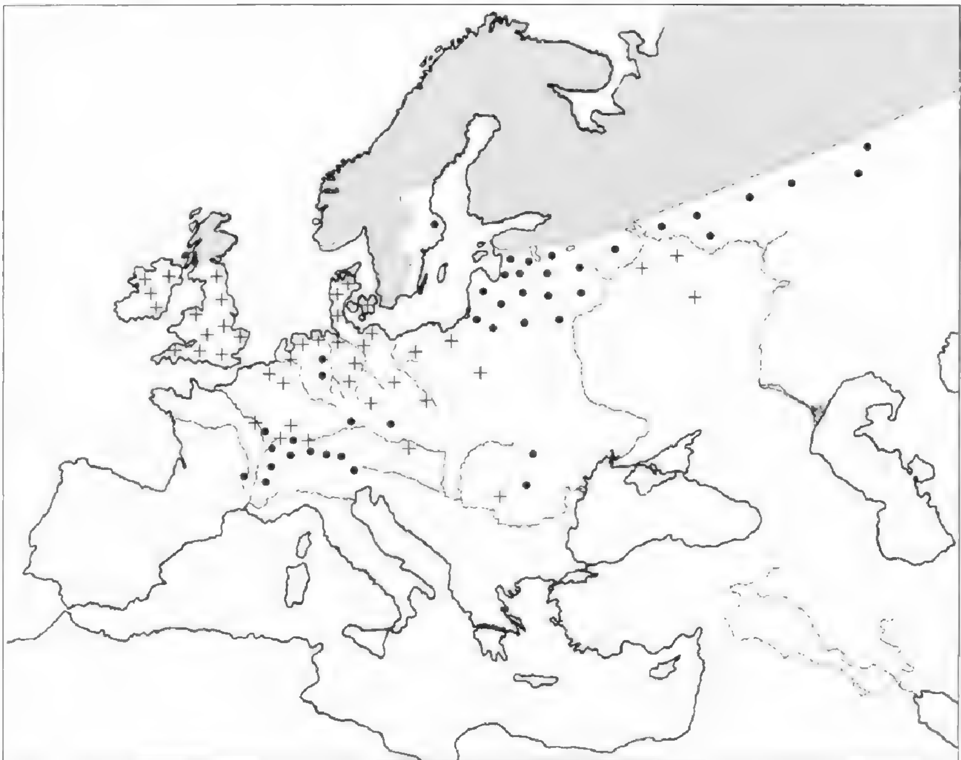
Fig. 3 Present distribution (grey area, dot) and macrofossil findings (cross) of Dryas octopetala in Europe (modified after HULTÉN *1971)*

ezidáig csak egy würm korú rétegből kerültek elő (28 470±300 BP év) Győrújfalu mellől (MEDZIHRADSZKY & BAJZÁTH 1998). A Kárpát-medencében a Déli-Kárpátokból ismert még ezen fajok makrofosszíliáinak egy feltételezhetően szintén würm korú előfordulása (STAUB 1891). A *Betula nana* recens elterjedését és makrofosszília leleteit Európában a *4. ábra* mutatja.

A BEM-1 és BEM-2 zónában talált magmaradványok azt bizonyítják, hogy a „Dryas-flóra" fajai nem „hiányoznak teljesen" (ZÓLYOMI 1952) Magyarországról, és bár nem tundra vegetáció volt jellemző, a „Dryas-flóra" (tundra flóra) egyes

fajai a késő-glaciálisban is jelen lehettek hazánkban. Azt, hogy nem tundravegetáció jellemezte a BEM-1 és BEM-2 zónákat az előkerült jelentős mennyiségű *Pinus* sp. szövetmaradvány is alátámaszja.

A Szigligeti-öböl vízszintje jelentősen alacsonyabb lehetett a mai szintnél, és 12 300 BP (14 000 cal. BP) évnél elérte a késő-glaciálisban a legalacsonyabb szintjét. A Szigligeti-öblöt úgynevezett barnamohás lápok borították el. Ezen láptípus a szubarktikus tundraöv egyik jellemző társulása. Mezotróf környezet és karbonátban gazdag víz szükséges a kialakulásához. Jellemző rá az ún. barna lápi mohafajok (*Scorpidium, Calliergon, Drepanocladus* fajok) dominanciája és fajgazdagsága, ami mellett a különböző sásfajok (pl.: *Carex nigra, C. rostrata*) és a *Menyanthes trifoliata* lehet jellemző (SJÖRS 1950, KOOIJMAN 1993, KOOIJMAN & WESTHOFF 1995). A *Warnstorfia sarmentosa, Drepanocladus vernicosus* és a *Tomenthypnum nitens* jelenléte arra utal, hogy ásványi anyagokban gazdag források vize táplálta az élőhelyet, illetve ilyen források vizét szállító patak folyt át a területen (BOROS 1968, HEDENÄS 1993, 1994, HALLINGBÄCK 1996, SLACK 1994). Ez a közösség a hazai pleisztocén legjellemzőbb és legrégebb ismert élőhelytípusa. Ezen közösség nagyon elterjedt lehetett a hazai pleisztocénben, mind würm korú, mind késő-



4. *ábra.* A *Betula nana* recens elterjedése (szürke terület és pont) és makrofosszília előfordulásai (kereszt) Európában (HULTÉN 1971 után módosítva)

Fig. 4. Present distribution (grey area, dot) and macrofossil findings (cross) of Betula nana in Europe (modified after HULTÉN 1971)

glaciális rétegekből gyakran előkerülnek maradványai (BOROS 1952, SZEPESFALVI 1928, 1930, JAKAB et al. 1998).

Nagyon jellemzőek voltak ezeken a barnamohás lápokon a különböző sásfajok (*Carex nigra, Carex rostrata*), valamint a tavi káka (*Schoenoplectus lacustris*) és a gyékényfajok (*Typha latifolia, Typha angustifolia*) állományai. A mederben kis kiterjedésű és szezonálisan kiszáradó nyílt vízfelületek is lehettek, amire a békaszőlő (*Potamogeton natans*) és a különböző iszaplakó fajok (*Cyperus fuscus, Ranunculus sceleratus, Chenopodium rubrum*) együttes jelenléte utal.

Igen érdekes, hogy bár a vízszint minden kétséget kizáróan jelentősen alacsonyabb volt a mai szintnél, a nád (*Phragmites australis*) maradványainak (*II. tábla*) mennyisége mégis alacsony az üledékben, tehát a nád alárendelt szerepet játszott ebben az időszakban. A nád képes fennmaradni különböző vízjárású területeken, de legoptimálisabb, ha a vízmélység 50 cm és 20 cm között van, és az elárasztás legalább néhány hónapig tart egy évben. A nád nem kedveli a szeszélyes vízháztartású területeket. Európában észak felé haladva sterillé válik, és a hajtások nem képesek a hideg vízben fejlődni, az erős fagyok pedig elpusztítják a növényt. A melegebb éghajlat kedvez a nád növekedésének (HASLAM 1972, RODWELL 1995 VAN DER TOORN & MOOK 1982). Megítélésünk szerint a szeszélyes vízháztartás és a kedvezőtlen klíma együttes hatása miatt volt a nád ebben az időszakban alárendelt szerepű.

Ezen zóna azonos lehet a ZÓLYOMI (1952) által a Szigligeti-öbölből leírt lombosmoha-tőzeges („Scorpidium-os") réteggel („1. vegetációs fázis"). ZÓLYOMI (1987) szerint ez a késő-glaciális tőzegréteg csak a Balaton középső és nyugati medencéjére korlátozódik. A tó keleti felében ez a tőzegréteg az északi partra korlátozódik. A pollenkép alapján ezt a réteget „főleg allerőd korúnak" (12 000–11 000 BP) tartotta (ZÓLYOMI 1952). A radiokarbon méréseink alapján ez a barnamohás zóna idősebb, és a bølling/allerød interstadiális idején rakódott le. A késő-glaciális interstadiális, a bølling/allerød interstadiális, gyakran differenciálatlanul jelentkezik. A kettő közötti stadiális, a dryas II. kronozóna mindössze 200–500 évig tartott.

A zóna elején (bølling interstadiális) a vízborítás nagyon alacsony, ekkor érte el késő-glaciális minimumát (lásd *7. ábra*, 2. PCA görbe). Körülbelül 11 800 BP (13 600 cal. BP) évnél a vízszint hirtelen megnő, ami valószínűleg a három bølling/allerød hideg esemény („intra-Bølling cold period, Dryas II, intra-Allerød cold period") valamelyikével hozható összefüggésbe (YU & EICHER 2001), de ennek bizonyítása további radiokarbon mérést igényel.

Ezt követően a vízszint újra lecsökkent (lásd *7. ábra*, 2. PCA görbe), a radiokarbon mérés szerint az allerød kronozónának megfelelő időszakban. Az alacsony vízszintet bizonyítja ekkor a mohák (*Drepanocladus aduncus*) és sások (*Carex elata, Carex rostrata*) mennyiségének növekedése és a mollusca, Chara és ostracoda maradványok hirtelen visszaesése. A javuló klímára utal a nád terjedése ebben az időszakban, és egy tőzegmohafaj, a *Sphagnum palustre* előkerülése az üledékből. Bár ez az egyik legszélesebb ökológiai tűrőképességű tőzegmohafaj (DANIELS & EDDY 1985), mégis aligha képzelhető el az előfordulása egy karbonátban gazdag környezetben, sokkal valószínűbb, hogy a partról vagy a környező lápterületekről sodródhatott be (allochton), ahol akár nagyobb mennyiségben is nőhetett. Megjelennek a melegkedvelő hínárfajok, mint a *Nymphaea alba, Nuphar lutea* és *Batrachium* sp. is.

BEM-3 zóna (420–390 cm)

430 cm-nél az üledék összetétele jelentősen megváltozik. A homogén tőzeg hirtelen váltással sötétszürke tavi üledékbe megy át. A klíma hűvösebbé válására utal a pernyekoncentráció lecsökkenése. A vízszint tovább emelkedik, és eléri pleisztocén végi maximumát. Az interpolált radiokarbon koradatok alapján ez a makrofosszília zóna a dryas III. (Younger Dryas) idején alakult ki.

A folyamatosan emelkedő vízszint hatására 420 cm-nél a nádas helyét nyílt víz veszi át, az üledékben megnő a Chara-oogoniumok, ostracoda héjak és mollusca héjtöredékek mennyisége. Bár az ostracoda héjak faji szinten nem lettek meghatározva, feltűnő volt ezen réteg fajgazdagsága. A területen mezo-oligotróf, mély vizű tó alakult ki. Talán ekkor alakult ki a Balaton legmagasabb, jégkorszakinak tartott színlője (KORCSMÁROS 1938).

NAGY-BODOR & JÁRAI-KOMLÓDI (2000) szerint ebben az időszakban a Balaton vízszintje alacsonyabb volt, amire hínárok és a nádasok visszaszorulásából következtet. Valójában a nád és a hínárok visszaszorulását az emelkedő vízszint, a víz oligotrofizálódása és a hűvösebbé váló klíma együttes hatása okozta. NAGY-BODOR & CSERNY (1997) szerint a Balaton keszthelyi medencéje ebben az időszakban szárazulat és lepusztulási terület volt, ami valamelyest ellentmondásban van azzal, hogy a Szigligeti-öbölben egy mély vizű tó alakulhatott ki.

BEM-4 zóna (390–360 cm)

390 cm-nél a csökkenő vízszint hatására újra megindul a tőzegképződés. A nádasok területe megnő. A szárazabbá váló klímára utal a megnövekedett pernyekoncentráció. Az interpolált radiokarbon koradatok alapján ez a makrofosszília zóna a pleisztocén/holocén határán alakult ki.

BEM-5 zóna (360–320 cm)

375 cm-től a növekvő pernyekoncentráció és a *Phragmites* és *Typha* terjedése a klíma szárazabbá válására és a vízszint csökkenésére utal. A Chara-oogoniumok mennyiségének csökkenése és az eutróf, melegkedvelő hínárok (*Polygonum lapathifolium, Myriophyllum verticillatum*) terjedése alapján sekély vizű, eutróf tavi állapotra következtethetünk. A radiokarbon kormeghatározás alapján a BEM-5 makrofosszília zóna a preboreális/boreális kronozóna határán alakult ki.

A korábbi vizsgálatok megállapításai szerint a Balaton a kora-holocénben kiszáradt (NAGY-BODOR & CSERNY 1997, 1998b, NAGY-BODOR & JÁRAI-KOMLÓDI 2000), üledékfelhalmozódás pedig egyedül a Szigligeti-öbölben folyt (ZÓLYOMI 1952, 1987). A BEM-5 és a BEM-6 makrofosszília zónák ZÓLYOMI (1952) kora-holocén tőzegrétegének felelnek meg (4–5. vegetációs fázis), amit a balatoni fúrásai során a Szigligeti-öbölben figyelt meg (ZÓLYOMI 1952, 1987). Ez a réteg még a Tapolcai-medence keleti részén is hiányzik (NAGY-BODOR & JÁRAI-KOMLÓDI 2000). CSERNY (2002) szerint ezen időszakban az alacsony vízszint miatt a Balaton nyugati részén nem folyt üledékképződés.

A makrofosszília vizsgálatok eredménye alaján a Balaton kora-holocén kiszáradása csak egy viszonylag rövid ideig tartó esemény lehetett, melynek csúcspontja 9200 BP (10 300 cal. BP) évnél volt. Előtte csökkenő, utána növekvő vízszinttel számolhatunk.

BEM-6 zóna (320–270 cm)

Ebben a zónában is tőzegfelhalmozódás folyik, de 315 és 305 cm között a tőzeg kissé bomlott. Azonban ezt nem a vízszint lecsökkenése, hanem jelentős szezonális ingadozása okozta, hiszen a hínárok (*Chara, Nymphaea alba*) mennyiségének fokozatos emelkedését tapasztaljuk. A klíma feltételezhetően kontinentálisabbá vált, ami miatt a szezonális vízszintingadozás jelentősebb lett, és az öböl partközeli része rendszeresen kiszáradhatott. Erre utal a növekvő pernyekoncentráció és az iszaplakó fajok (*Chenopodium rubrum, Cyperus fuscus, Polygonum persicaria*) megjelenése is. A zóna kialakulását a boreális második felére tehetjük.

BEM-7 zóna (270–200 cm)

270 cm-nél (7600 BP, 8400 cal. BP év) az üledék képe megváltozik, feketésszürke csigás tavi üledékbetelepülésekkel találkozunk, ami kezdeti magas vízszintre utal. Ez az atlanti kronozóna kezdete. A vízszint ezután folyamatosan csökken, 6800 BP (7600 cal. BP) évnél eléri minimumát, majd újra növekedni kezd (lásd *7. ábra* PCA 1. tengely).

A zónában a nyíltvízi élőhelyeket fokozatosan nádas váltja fel. A zóna elején még tömegesek a különböző hínárfajok (*Chara, Nymphaea alba, Potamogeton* sp., *Najas marina, Myriophyllum verticillatum*). Emellett jelentős mennyiségben van jelen a tavi káka (*Schoenoplectus lacustris*) is (*I. tábla*). Folyamatosan nő a *Phragmites*-rizómák koncentrációja az üledékben, és jelen van a nádasokhoz kötődő *Eupatorium cannabinum* és *Utricularia vulgaris* is. Ebben az időszakban fokozatosan mérséklődtek a vízszintingadozások (a *Chenopodium rubrum* mennyisége csökken) és csökken a víz karbonáttartalma (csökken a *Cladium mariscus* és a Chara mennyisége).

BEM-8 zóna (200–165 cm)

Ebben a zónában olyan hirtelen változásokat tapasztalunk, amit sokkal inkább a hidrogeográfiai viszonyok átrendeződésével, mintsem klimatikus okokkal lehet magyarázni. A zóna elején a vízszint jelentősen megnő, majd hirtelen lecsökken és eléri holocén kori minimumát (6100 BP, 7000 cal. BP). Ezen zóna kialakulása az atlanti második felére tehető.

A nádasok maximális kiterjedésüket érték el. A karbonáttartalom lecsökkent (nincs *Cladium*, kevés a Chara és az Ostracoda), és a terület láposodásnak indult, amire egyértelműen utal a *Carex elata* (*II. tábla*) és a *Carex acutiformis* terjedése. Ezt követően a vízszint újra magas lett. Ekkor a víz karbonáttartalma átmenetileg hirtelen megnövekedett, amire a Chara-oogoniumok maximuma utal. A Chara-oogoniumok mennyisége 180 cm-nél minden előzmény nélkül hirtelen nő meg. MAGNY (1987) vizsgálatai szerint a Chara-oogoniumok mennyisége a tavi karbonátos üledékekben összefüggésben van a tavi abrázió mértékével.

Ezen katasztrófális vízszintcsökkenés hátterében a hidrogeográfiai viszonyok hirtelen változása állhat. Ez a változás vagy a balatoni részmedencék egyesülése vagy a Nagyberek felé történt vízkiáramlás lehet. ZÓLYOMI (1987) vizsgálatai szerint a Balaton medencéinek egyesülése a boreális kronozóna legvégén vagy az atlantikus elején mehetett végbe (kb. 7500 cal. BP). BODOR (1987) és CSERNY (2002) szerint viszont a szubboreálisban (kb. 5500 cal. BP) egyesült a Balaton középső és keleti medencéje. NAGYNÉ-BODOR & SZUROMINÉ KORECZ (2002) szerint a Szigligeti-

medencében a Nagyberek felé történő vízkiáramlás jelentős vízszint csökkenést okozott az atlantiban.

Annak kideerítése, hogy pontosan mi okozta az atlantikus második felében, 6100 BP (7000 cal. BP) évnél a vízszint hirtelen csökkenését még további vizsgálatokat igényel.

BEM-9 zóna (165–140 cm)

165 cm-től a szelvény tetejéig a vízszint fokozatos emelkedését tapasztaljuk. A nyílt vízi életformák (Chara, Mollusca, Ostracoda) kisebb ingadozásokkal, de teret nyernek a nádasok rovására (csökken a *Phragmites* mennyisége). A BEM-9 zóna összetételében még nagyon hasonló a BEM-7 zónához. Jelentős mennyiségben került elő a *Cladium mariscus* (*I. tábla*).

BEM-10 zóna (140–90 cm)

Ebben a zónában a nádasok még jelentős szerephez jutnak, és továbbra is tőzegképződés folyik. A nád mellett jelen volt a *Schenoplectus lacustris* és *Typha latifolia* is. A növekvő vízszintre utal a *Nymphaea alba* eltűnése, ami nehezen tűri a hullámzást, és a Balatonban elsősorban a nádasok által védett öblökben él (TÓTH 1960).

BEM-11 zóna (90–50 cm)

Az üledék hirtelen megváltozik, és feketésszürke csigás tavi üledékbetelepülésekkel találkozunk, ami megemelkedett vízszintre utal. A vízi életformák (chara, mollusca, ostracoda) mennyisége jelentősen megnő. Ebben a zónában a nádasok területe drasztikusan visszaesik. A nád maximum 2 méteres vízszint mellett képes állományokat alkotni (HASLAM 1972; RODWELL 1995), és a Balatonban általában 80 cm-es vízmélységig alkotnak állományokat (ILLÉS 1981). Így feltételezhetjük, hogy ebben az időszakban a víz szintje jelentősen magasabb lehetett a jelenleginél, és a holocénben a legmagasabb szintet ekkor érte el. A Szigligeti-öböl ma szárazföldi része a Balaton egyik mellékköble lett. A radiokarbon mérés szerint ez a zóna a szubboreálisban alakult ki. NAGY-BODOR & CSERNY (1998a) szintén erre az időszakra teszi a Balaton vízszintjének jelentős emelkedését.

50 cm mélység felett az üledék talajosodott, ezért alkalmatlan volt makrofosszília vizsgálatra.

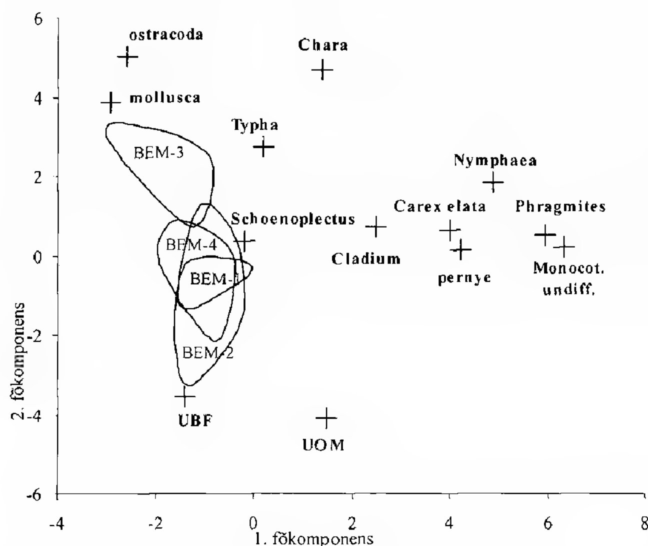
Az eredmények értékelése

A 13 leggyakoribb és legfontosabb tőzegszövet alkotó eloszlását a mintákban főkomponens analízissel (PCA) értékeltük, hogy láthatóvá váljanak az egyes makrofosszília zónák ökológiai-hidrológiai jellegzetességei. A változók (tőzegszövet alkotók) és az objektumok (üledékminták) ordinációjának eredményét az *5.* és a *6. ábra* mutatja. A kettős szórásdiagramon jól látható, hogy a pleisztocén és preboreális üledékminták a 2. főkomponens tengelye mentén rendeződtek (*5. ábra*), míg a holocén üledékminták az 1. főkomponens tengelye mentén (*6. ábra*). A pleisztocén és preboreális mintáknál a második tengelyen a magasabb értékek közelébe, a nyílt vízre utaló tőzegszövet alkotók (Mollusca, Chara, Ostracoda)

mellé kerültek azon üledékminták, amik magasabb vízszint mellett rakódtak le. Az alacsonyabb értékek közelébe, a barnamohás lápokra utaló tőzegszövet alkotók (UBF) mellé kerültek azon üledékminták, amik alacsonyabb vízszint mellett rakódtak le. A holocén mintáknál az első tengelyen a magasabb értékek közelébe, a makrofita vízi vegetációra utaló tőzegszövet alkotók (*Phragmites, Monocot. Undiff., Carex elata*) mellé kerültek azon minták, amik alacsonyabb vízszint mellett rakódtak le. Az alacsonyabb értékek közelébe, a nyílt vízre utaló tőzegszövet alkotók (mollusca, Chara, ostracoda) mellé a magasabb vízszint mellett lerakódott üledékminták kerültek.

Az objektumok (üledékminták) ordinációból származó 1. és 2. főkomponensre vonatkozó értékeket mélység szerint ábrázolva a makrofosszília diagramra helyeztük (*7. ábra*). Ha elfogadjuk azt, hogy magasabb vízállás esetén a területet a nyílt vízi életközösségek, alacsonyabb vízállás esetén pedig a nádas, illetve a pleisztocénben a barnamohás lápok jellemzik, akkor a diagram az adott kor vízborítására is utal. Ezt alátámasztja az is, hogy az ordináció során a száraz klímára (tüzek) utaló, terresztris eredetű pernye a *Phragmites* értékének közelébe került.

A 2. tengely értékei elsősorban a pleisztocén és preboreális, az 1. tengely értékei a holocén vízszint ingadozásokat mutatják. Ezért a görbék ezen részeit vastagabb vonallal jelöltük. Ezen módszerrel a vizsgált időszakban több magas és több alacsony vízszintet is sikerült azonosítani. A késő-glaciálisban a tó legalacsonyabb vízszintje 12 300 BP (14 000 cal. BP) évnél (bølling interstadiális), a legmagasabb 10 200 BP (12 000 cal. BP) évnél (dryas III. stadiális) volt. A *7. ábrán* jól látszik, hogy



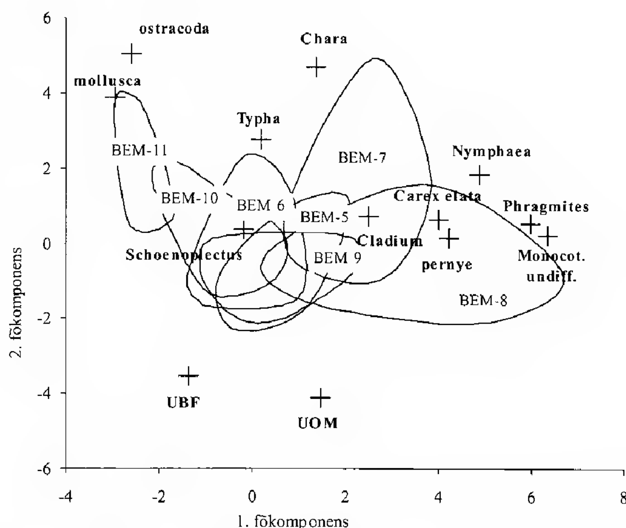
5. ábra. A pleisztocén és preboreális minták makrofosszília vizsgálatának eredményein végzett főkomponens analízis kettős szórásdiagramja (skála faktor: 7,4017)

Fig. 5 Principal component biplot of Pleistocene and pre-Boreal macrofossil data (scale factor: 7.4017)

a késő-glaciálisban a magasabb vízszintek a stadiálisokban, az alacsonyabb vízszintek az interstadiálisokban jelentkeztek. A hideg és száraz stadiálisokat rendszerint az alacsony vízszintekkel hozzák kapcsolatba a paleohidrológiai vizsgálatok során, de az ellenkezőjére is akad példa.

6. ábra. A holocén minták makrofosszília vizsgálatának eredményein végzett főkomponens analízis kettős szórásdiagramja (skála faktor: 7,4017)

Fig. 6 Principal component biplot of Holocene macrofossil data (scale factor: 7.4017)



Hasonlóan ellentmondásos késő-glaciális vízszintingadozásokat mutattak ki Magyarországról a keleméri Nagy-Mohosról (MAGYARI et al. 1999) és a kardoskúti Fehér-tóról (SÜMEGI et al. 1999) is. MAGYARI et al. (1999) a jelenséget a láp felszíne alatt és a láp környékén kialakuló permafroszttal magyarázza. A Balaton esetében azonban, különösen a dryas III-ban kialakult mélyvizű tónál önmagában ez a magyarázat nem valószínű.

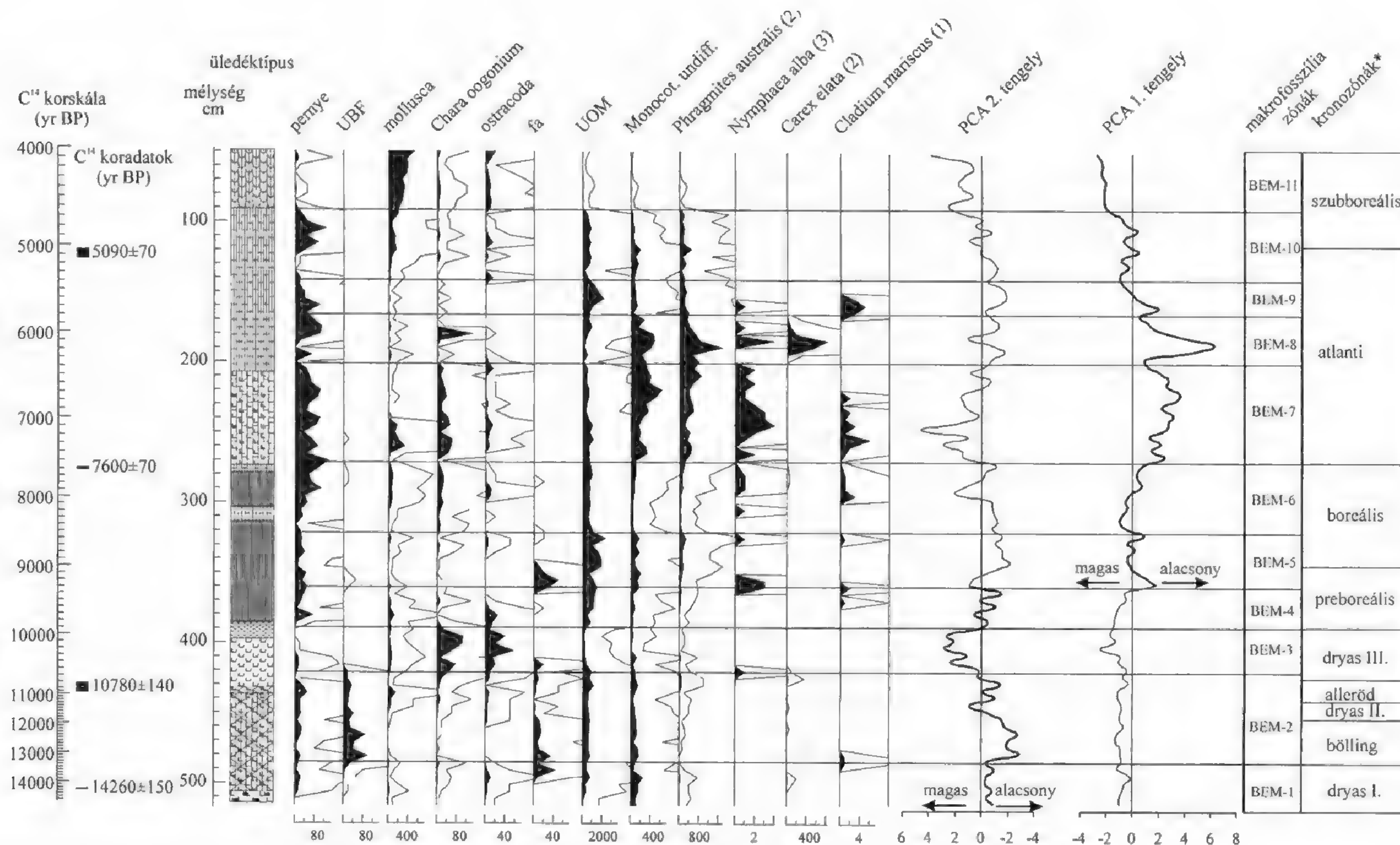
Véleményünk szerint a következő tényezők játszhattak szerepet a stadiálisok magas vízszintjének kialakulásában:

– a stadiálisokban a növényzeti borítás (pl. mohák) alacsonyabb volt (JÁRAI-KOMLÓDI 1968, MAGYARI 2002, ZÓLYOMI 1952), emiatt a vegetáció vízmegkötő képessége is kisebb lehetett.

– az interstadiálisokban a magasabb hőmérséklet miatt intenzívebb volt a párolgás (KUTZBACH & GUETTER 1986).

– a stadiálisokban megnőtt az időszakosan fagyott talajok kiterjedése, illetve a talajfagy éves időtartama. A talajfaggyal összefüggésben lévő talajfolyásos tundrajelenségek (szoliflukció, geliváció, krioturbáció) Magyarország területéről régóta ismertek (PÉCSI 1961, BULLA 1962). MARUSZCZAK (1987) szerint Magyarország déli részén sporadikus permafroszt volt a mélyebb fekvésű helyeken, még 13 000–15 000 BP évek között is, míg az északi részeken diszkontinuus permafroszt. Recens vizsgálatok szerint (CAINE 2002, CAINE et al. 2004) az időszakosan fagyott talajok (Seasonally Frozen Ground) akadályozzák a csapadékvíz elszivárgását és emelik a tavak vízszintjét. Más vizsgálatok szerint szubarktikus és boreális környezetben a permafroszt kialakulása rontja a talajok vízelvezető képességét, és pangó vizes területek jöhetnek létre a sekély medencékben (INGHRAM 1983, GLEBOV & KORZHUKIN 1992).

– az éves csapadékeloszlás is hatással lehetett a stadiálisok magas vízszintjeire. Az interstadiálisok csapadéktöbbletét jelentős részben a nyári csapadék tette ki (KUTZBACH & GUETTER 1986), amit a vegetáció és a talaj könnyebben felvehetett.



7. ábra. A balatonedericsi fúrás makrofosszília diagramja (válogatott taxonok) a főkomponens analízis értékeinek feltüntetésével (*MANGERUD et al. 1974)

Fig 7. Macrofossil diagram of Balatonederics core (selected taxa) with the results of PCA (*MANGERUD et al. 1974)

A bølling/allerød interstadiális kezdetétől a dryas III. stadiális végéig, kisebb ingadozásokkal, a vízszint folyamatosan nő, majd a pleisztocén/holocén határán hirtelen lecsökken. Hasonló vízszint változásokat mutattak ki az Alpok tavaiból is, több-kevesebb eltéréssel (MAGNY & SCHOELLAMMER 1999, MAGNY et al. 2002). A legtöbb területen alacsony vízszintet mutattak ki a bølling interstadiális elején, amit kisebb ingadozásokkal a vízszint emelkedése követett. A dryas III. stadiálist magas vízszinttel jellemzik, legalább annak első felében. A dryas III. második felében több svájci mintaterületen is a vízszint visszaesését tapasztalták. Ezt a Balaton esetében már csak a pleisztocén/holocén határán figyeltük meg.

A holocén vízszintingadozások a vegetációban a nád és a Chara mennyiségi változásaiban tükröződnek. A nád szerepe mintegy 9200 BP (10 300 cal. BP) évtől válik jelentőssé, így a vízszint változásai tekintetében innen elsősorban az 1. PCA tengely lesz mérvadó. A holocénben is több alacsony és magas vízszintet lehetett kimutatni. A legalacsonyabb vízszint a holocén kezdetén (9200 BP, 10 300 cal. BP év) és az atlantikus második felében (6100 BP, 7000 cal. BP) volt. A holocénben a legmagasabb vízszinttel a 4500 BP (5200 cal. BP) év után számolhatunk (szubboreális). Az ennél fiatalabb holocén üledékek hiányoznak.

A nád szerepe a Balaton vegetációjában csak a preboreális/boreális átmenettől kezdve (9200 BP, 10 300 cal. BP) jelentős. Valószínűleg ekkor vált a klíma és a víz mélysége egyaránt kedvezővé a nád terjedéséhez. A nád intenzív terjedését, és dominánsá válását mutatták ki ebből az időszakból a Vörös-mocsár tőzeges üledékein végzett makrofosszília vizsgálatok is (JAKAB et al. 2004). A boreális első felében a tó vízszintje még magas volt, ami megegyezik a palinológiai vizsgálatok eredményével (NAGY-BODOR & JÁRAI-KOMLÓDI 2000, NAGY-BODOR & CSERNY 1997). A boreális második felében a vízszint lecsökkent, és a meder rövid időre ki is száradt. A tó kora-holocén kiszáradása azonban csak egy rövid esemény lehetett. A Szigligeti-öbölben ekkor is víz gyűlt össze, feltételezhetően a Tapolcai-medence ide érkező patakjai miatt.

JÁRAI-KOMLÓDI (2000) szerint a jégkori maradványfajok fennmaradása szempontjából a legkritikusabb időszak a boreális volt, mert ekkor a lápok jelentős része kiszáradt. Az, hogy a Tapolcai-medence, illetve a hozzá kapcsolódó Szigligeti-öböl ebben az időszakban sem száradt ki, és tőzegképződés folyt, magyarázattal szolgálhat arra, hogyan maradhattak itt fenn jégkorszaki maradványfajok (*Primula farinosa, Pinguicula alpina, Drosera rotundifolia, Drosera anglica, Calamagrostis neglecta, Scorpidium scorpioides, Drepanocladus sendtnerii, Calliergon giganteum, Sphagnum fallax, Sphagnum palustre, Tomenthypnum nitens* stb. – SOÓ 1955, BOROS 1968) olyan nagy számban. A Balatonhoz csatlakozó más lápterületeken (pl. Kis-Balaton, Nagyberek) ezeket a fajokat recensen nem lehet megfigyelni. Bár ezen fajok közül csak néhány mohafaj (*Scorpidium scorpioides, Drepanocladus sendtnerii, Calliergon giganteum, Sphagnum palustre, Tomenthypnum nitens*) került elő az üledékből, és onnan is csak egyes korokból, abból, hogy a medence sohasem száradt ki hosszabb időre, arra következtethetünk, hogy mindig akadt megfelelő élőhely a fennmaradásukhoz.

Az 1. PCA tengely értékein az látszik, mintegy 7100 BP (7800 cal. BP) évtől a vízszint csökkenni kezd, és 6800 BP (7600 cal. BP) évnél eléri minimumát. Ezt követően a vízszint újra lassan nő 4500 BP (5200 cal. BP) évig, leszámítva helyi hidrogeológiai viszonyok változása miatt bekövetkezett hirtelen visszaesést 6100

BP (7000 cal. BP) évnél. 4500 BP (5100 cal. BP) évnél a vízszint hirtelen jelentős növekedésével számolhatunk. A Balaton vízszintjének csökkenését az atlantiban, majd hirtelen növekedését a szubboreálisban a palinológiai vizsgálatok is alátámasztják (NAGY-BODOR & CSERNY 1997, NAGY-BODOR et al. 1999, NAGY-BODOR & JÁRAI-KOMLÓDI 2000).

A Szigligeti-öbölből kimutatott vízszintek összehasonlítása Eurázsia tavainak késő-glaciális és holocén vízszintingadozásaival különösen érdekes, mert ilyen típusú vizsgálatok Közép-Európából csak korlátozott számban vannak (HARRISON et al. 1996, MAGNY et al. 2002). Eredményeink alapján a Balaton átmeneti helyzetben van a Kelet-Mediterráneumból (Balkán-félsziget) és az Észak-Európából leírt vízszint változások között. A Balkán-félszigetről a késő-glaciális maximum (LGM) idejéről magas, a késő-glaciális interstadiálisokból alacsony, a dryas III-ból magas vízszinteket mutattak ki. Ezzel szemben Észak-Európában a jégtakaró végleges eltűnéséig (a glaciális anticiklon kialakulása miatt) száraz klíma és alacsony vízszint volt jellemző. A kora-holocén és középső-holocén a Mediterráneumban alacsony, de emelkedő vízszinttel jellemezhető, míg Észak-Európában a kora-holocénben kifejezetten magas vízszint volt jellemző, ami folyamatosan csökkent. 5000 BP évtől Mediterráneumban csökkenő, Észak-Európában növekvő vízszintet mutattak ki (HARRISON et al. 1996, MAGNY et al. 2002). A Balaton Szigligeti-öblének vízszintingadozásai a késő-glaciálisban és kora-holocénben a balkáni, a középső-holocénben az észak-európai mintát követi, de ezektől eltérően a holocénben többször is alacsony vízszint alakult ki, ami feltételezhetően összefüggésben van a kialakuló szubmediterrán klíma (atlanti) hatásával (ZÓLYOMI 1952, JÁRAI-KOMLÓDI 2000).

Összefoglalás

A JAKAB et. al. (2004) által módosított QLCMA (semi-quantitative quadrat and leaf-count macrofossil analysis technique) módszer alkalmazása és a makrofosszília közösségek többváltozós statisztikai analízise lehetővé tette a Balaton Szigligeti-öblében a vízszintingadozások kimutatását. Magasabb vízszint esetén a vegetációra a meder fenéken élő Chara-gyepek, alacsonyabb vízszint mellett a késő-glaciálisban a barnamohás lápok, a holocénben a nádas volt a jellemző. A vizsgált időszakban több magas és több alacsony vízborítást is sikerült azonosítani. Az üledék felhalmozódása a vizsgált területen a radiokarbon kormeghatározás alapján 14 260 BP (16 790–16 390 cal. BP) évnél indult meg. Az üledéksor a késő-glaciális és kora-holocén rétegekben is hiánytalan és folyamatos. A fiatalabb holocén üledékek hiányoznak. A késő-glaciálisban a tó legalacsonyabb vízszintje 12 300 BP (14 000 cal. BP) évnél (bølling interstadiális), a legmagasabb 10 200 BP (12 000 cal. BP) évnél (dryas III. kronozóna) volt. A melegebb, csapadékosabb interstadiálisokban alacsonyabb volt a vízszint. Feltételezhetően a vízszint kialakulásában fontosabb szerepet játszottak az éves csapadék mennyiségénél, a párolgás mértéke, valamint a vízgyűjtő terület lefolyási viszonyai (talajfagy időtartama, növényzeti borítottság mértéke). A holocénben a legalacsonyabb vízszint a holocén kezdetén (9200 BP, 10 300 cal. BP év) és az atlanti második felében (6100 BP, 7000 cal. BP) volt. A holocénben a

legmagasabb vízszinttel 4500 BP (5200 cal. BP) év után számolhatunk (szubborális). A Balaton Szigligeti-medencéjének vízszint ingadozásai a késő-glaciálisban és kora-holocénben a balkáni, a középső-holocénben az észak-európai tavakra jellemző vízszint változásokat követi, de ezektől eltérően a holocénben többször is alacsony vízszint alakult ki, ami feltételezhetően összefüggésben van a kialakuló a szubmediterrán klíma (atlanti) hatásával.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk a köszönetünket kifejezni PETRÓCZI Imrének a rendelkezésünkre bocsájtott térképekért, és KÖRMÖCZI Lászlónak a statisztikai analízisben nyújtott segítségéért. Köszönettel tartozunk továbbá MOLNÁR Sándornak a fúrásnál nyújtott segítségért.

Irodalom – References

AABY, B. & DIGERFELDT, G. 1986: Sampling techniques for lakes and bogs. – In: BERGLUND B. E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley and Sons Ltd., 181–194.

BAJZÁTH, J. 1999: A Dryas-flóra Magyarországon. – *Élet és Tudomány* **54**, 808–810.

BARBER, K. E., CHAMBERS, F. M., MADDY, D. & BREW, J. 1994: A sensitive high resolution record of the Holocene climatic change from a raised bog in northern England. – *The Holocene* **4**, 198–205.

BENNETT, K. D. 1992: PSIMPOLL – A quickBasic program that generates PostScript page description of pollen diagrams. – *INQUA Commission for the study of the Holocene: working group on data handling methods, Newsletter* **8**, 11–12.

BIRKS, H. J. B. 1968: The identification of Betula nana pollen. – *New Phytologist* **67**, 309–314.

BIRKS, H. J. B. 1982: Quaternary Bryophyte Paleo-ecology. – In: SMITH, A. J. E. (ed.): Bryophyte Ecology, Chapman and Hall, London & New York, 437–490.

BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H. 1980: Quarternary palaeoecology. University Park Press, Baltimore, 289 p.

BIRKS, H. H. 1980: Plant macrofossils in Quaternary lake sediments. – *Arch. Hydrobiol. Beith. Ergebn. Limnol.* **15**, 1–60.

BIRKS, H. H. & BIRKS, H. J. B. 2000: Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. – *Journal of Biogeography* **27**, 31–35.

BODOR, E. 1987: Formation of Lake Balaton palynological aspects. In: PÉCSI, M. & KORDOS, L. (ed.): Holocene environment in Hungary. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 77–80.

BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LEBEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. & IVY, S. 1992: Evidence for massive discharges of iceberges into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. – *Nature*, **360**, 245–249.

BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LEBEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G. 1993: Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, **365**, 143–147.

BOROS Á. 1952: Pleisztocén mohák Magyarországon. *Földtani Közlöny* **82/7–9**, 294–301.

BOROS, Á. 1968: Bryogeographie und Bryoflora Ungarns. Akadémiai Kiadó, Budapest, 466 p.

BOTCH, M. & MASING, V. 1983: Mire ecosystems in the U.S.S.R. – In: GORE, A. J. P. (ed.): Ecosystems of the World, Vol. 4B. Elsevier Company, New York. 95–152.

BULLA B. 1962: Magyarország természeti földrajza. – Tankönyvkiadó, Budapest 423 p.

CAINE, N. 2002: Declining ice thickness on an alpine lake is generated by increased winter precipitation. – *Climatic Change* **54**, 463–470.

CAINE, N., CLOW, D., JANKE, J., LOSLEBEN M. & WILLIAMS, M. 2004: The importance of seasonally frozen ground in mountain environments to hydrological, ecological, and geomorphic systems. – Montain Climate Sciences Symposium Abstracts, Kings Beech, 1 p.

CSERNY, T. 1987: Result of recent investigations of the Lake Balaton deposits.– In: PÉCSI, M. & KORDOS, L. (eds.): Holocene environment in Hungary. Geogr. Res. Ins. Hung. Acad. of Sci, Budapest, 67–76.

CSERNY, T. 1993: Lake Balaton, Hungary. – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. R. (eds): A Global Geological Record of Lake Basins, Cambridge University Press. 397–401.

CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. – *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 193–213.

CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. R. (eds): Lake basins though space and time: AAPG Studies in Geology 605–618.

DANIELS, R. E. & EDDY, A. 1985: Handbook of European Sphagna. – Institute of Terrestrial Ecology, Hundtingdon. 262 p.

ELKINGTON, T. T. 1971: Biological flora of the British Isles. Dryas octopetala. – *Journal of Ecology* **59**, 887–905.

GLEBOV, F. Z. & KORZHUKIN, M. D. 1992: Transition between boreal forest and wetland. – In: SHUGART, H. H., LEEMANS, R. & BONAN, G. B. (eds.) A system analysis of the global boreal forest. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 241–266.

GROSSE-BRAUCKMANN, G. 1986: Analysis of vegetative plant macrofossils. - In: BERGLUND, B. E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley and Sons Ltd. 591–618.

HALLINGBACK, T. 1996: Ekologisk Katalog över Mossor. – ArtDatabanken, SLU, Uppsala, 122 p.

HARRISON, S. P. & DIGERFELDT, G. 1993: European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. – *Quaternary Science Reviews* **12**, 233–248.

HARRISON, S. P., PRENTICE, I. C. & GUIOT, J. 1993: Climatic controls on Holocene lake-level changes in Europe. – *Clim. Dynam.* **8**, 189–200.

HARRISON, S. P., YU, G. & TARASOV, P. E. 1996: Late Quaternary lake level record from Northern Eurasia. – *Quaternary Research* **45**, 138–159.

HASLAM, S. M. 1972: Biological flora of the British Isles. Phragmites communis Trin. – *Journal of Ecology* **60**, 585–610.

HEDENÄS, L. 1993: Field and microscope keys to the Fennoscandian species of the Calliergon Scorpidium–Drepanocladus complex, including some related or similar species. – Biodetector AB, Märsta, 79 p.

HEDENÄS, L. 1994: Environments indicated by bryophytes in early Weichselian interstadial deposits from northern Sweden. – *Lindbergia* **19**, 87–105.

HERTELENDI, E., CSONGOR, É., ZÁBORSZKY, L., MOLNÁR, I., GÁL, I., GYÖRFFY, M., NAGY, S. 1989: Counting system for high precision C-14 dating. – *Radiocarbon* **31**, 399–408.

HULTÉN, E. 1971: The circumpolar plants. II. Dicotyledons. – Almquist & Wiksell, Stockholm. 463 p.

INGHRAM, H. A. P. 1983: Hydrology. – In: GORE, A. J. P. (ed.): Mires: swamp, bog and moor. General studies. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 67–158.

ILLÉS I. (ed.) 1981: Tavunk, a Balaton. – Natura, Budapest 457 p.

JAKAB G. & MAGYARI E. 2000: Új távlatok a magyar lápkutatásban: szukcessziókutatás paleobryológiai és pollenanalitikai módszerekkel. – *Kitaibelia* **5/1**, 17–36.

JAKAB G. & SUMEGI P. 2004: A lágyszárú növények tőzegben található maradványainak határozója mikroszkópikus bélyegek alapján. – *Kitaibelia* **9/1**, 93–129.

JAKAB, G., SUMEGI, P. & MAGYARI, E. 2004: A new paleobotanical method for the description of Late Quaternary organic sediments (Mire-development pathways and palaeoclimatic records from S Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **47/4**, 1–37.

JAKAB G., SUMEGI P., MAGYARI E., RUDNER E. 1998: A keleméri Nagy Mohos tó fosszilis mohaflórája. – *Kitaibelia* **3**, 353–354.

JANSSENS, J. A. 1983: A quantitative method for stratigraphic analysis of bryopytes in holocene peat. – *Journal of Ecology* **71**, 198–196.

JANSSENS, J. A. 1987: Ecology of peatland bryophytes and palaeoenvironmental reconstruction of peatlands using fossil bryophytes. – Manual for Bryological Methods Workshop. Satellite Conference of the XIV. Intenational Botanical Conference International Association of Bryologists, Mainz, 67 p.

JANSSENS, J. A. 1990: Methods in Quarternary Ecology 11. Bryophytes. – *Geoscience Canada* **17/1**, 13–24.

JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1966: Études palynologiques des couches de la derniére époque glaciaire (Brörup, pléniglaciaire) de la Grande Plaine Hongroise. – *Pollen et Spores* 8, 479–496.

JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1968: The late glacial and holocene flora of the Great Hungarian Plain. - *Annales Univ. Sci. Budapest, Sect. Biol.* **9–10**, 199–225.

JÁRAI-KOMLÓDI M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. – *Tilia* 9, 5–59.

KOOIJMAN, A. M. 1993: On the ecological amplitude of four mire bryophytes, a reciprocal transplant experiment. – *Lindbergia* **18**, 19–24.

KOOIJMAN, A. M. & WESTHOFF, V. 1995: Variation in habitat factors and species composition of Scorpidium scorpioides communities in NW-Europe. – *Vegetatio* **117**, 133–150.

KORCSMÁROS, J. 1938: A Keszthelyi halomgerinc balatoni színlői. – *Földrajzi Közlemények* **66**, 235–252.

KUTZBACH, J. F. & GUETTER, P. J. 1986: The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. – *J. Atmos. Sci.* **43**, 1726–1759.

LÓCZY, L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. - A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei 1. kötet, 1. rész, 1.szakasz., M. Földr. Társ. Balaton Bizottsága, Budapest, 287–305., 461–476., 507–579.

MAGNY, M. 1987: Esquisse d'un modéle pour une aproche sédimentologique de séquences holocénes en milieu lacustre carbonate. - In: BONIFAY, E. (ed.): Travaux français en Paléolimnologie. Documents du CERLAT, Mémoire n° 1. 181 -211.

MAGNY, M. & SCHOELLAMMER, P. 1999: Lake-level fluctuations at Le Locle, Swiss Jura, from the Younger Dryas to the Mid-Holocene: A high-resolution record of climate oscillations during the final deglaciation. – *Géographie Physique et Quaternaire* **53/2**, 183–197.

MAGNY, M., MIRAMONT, C. & SIVAN, O. 2002: Assesment of climate and antropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186**, 47 -59.

MAGYARI, E. 2002: Climatic versus human modification of the Late Quaternary vegetation in Eastern Hungary. – Ph. D. Thesis, Department of Mineralogy and Geology, University of Debrecen, 150 p.

MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E. & SÜMEGI, P. 1999: Palynological and plant macrofossil data on the Late Pleistocene short-term climatic oscillations in North-Eastern Hungary, – Proceedings 5th EPPC, *Acta Paleobot. Suppl.* 2, 491–502.

MAGYARI E., JAKAB G., SÜMEGI P., RUDNER E. & MOLNÁR M. 2000: Paleobotanikai vizsgálatok a keleméri Mohos-tavakon. – In: SZURDOKI, E. (ed.): Tőzegmohás élőhelyek Magyarországon: kutatás, kezelés, védelem. CEEWEB Munkacsoport, Miskolc, 101–131.

MANGERUD, J., ANDERSON, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas* **3**, 109–127.

MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. – *Földrajzi Közlemények* **29**, 1 30.

MARUSZCZAK, H. 1987: Problems of Paleogeographic interpretation of ice wedge casts in European loesses. – In: PÉCSI, M. & FRENCH, H. M. eds. Loess and Periglacial Phenomena. Akadémiai Kiadó, Budapest, 311 p.

MEDZIHRADSZKY, Zs. & BAJZÁTH, J. 1998: The occurance of arctic-alpine Betula species in the Hungarian Pleistocene. *Ann. Hist.-Nat. Mus. Hung.* **90**, 27–33.

NAGY-BODOR E. & CSERNY T. 1997: A Keszthelyi-öböl vízzel borítottságának fejlődéstörténete. – *Hidrológiai Közlöny* **77/1–2**, 98–100.

NAGY-BODOR E. & CSERNY T. 1998a: A balatoni öblök vízborítottságának fejlődéstörténete a palinológiai vizsgálatok eredményei alapján. – *Hidrológiai Közlöny* **78/5–6**, 360–363.

NAGY-BODOR E. & CSERNY T. 1998b: A Szigligeti-öböl vízborítottságának fejlődéstörténete a palinológiai vizsgálatok eredményei alapján. – *Hidrológiai Közlöny* **78/5**, 364–366.

NAGY-BODOR, E., JÁRAI-KOMLÓDI, M. & MEDVES, A. 1999: Late Glacial and Post-Glacial pollen records and inferred climatic changes from Lake Balaton and the Great Hungarian Plain. – In: HART, M. B. (ed.) Climates: Past and Presents. Geological Society, London, Special Publications **181**, 121 -133.

NAGY-BODOR E. & JÁRAI-KOMLÓDI M. 2000: Palinológiai vizsgálatok a Tapolcai medencében. I. Vízi és mocsári növények a holocén és késő-glaciális időkben. – *Hidrológiai Közlemények* 332–333.

NAGYNÉ BODOR E. & SZUROMINÉ KORECZ A. 2002: A balatoni negyedkori üledékek sporomorpha és ostracoda eredményei. – *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 215–229.

PÉCSI M. 1961: A periglaciális talajfagy jelenségek főbb típusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények* **9** (**85**), 1–18.

PODANI, J. 1993: SYN-TAX 5.0: Computer programs for multivariate data analysis in ecology and systematics. – *Abstracta Botanica* **17**, 289–302.

RODWELL, J. S. (ed.) 1995: British plant communities, vol. 4. Aquatic communities, swamps and tall-herb fens. – Cambridge University Press, Cambridge.

RYBNÍCEK, K. 1973: A comparison of the present and past mire communities of Central Europe. – In: BIRKS, H. J. B. & WEST, R. G. (eds.): Quaternary Plant Ecology. Blackwell, Oxford. 237–261.

RYBNÍCEK, K. & RYBNÍCKOVÁ, E. 1968: The History of Flora and Vegetation on the Bláto mire in Southeastren Bohemia, Czechoslovakia (Palaeoecological Study). – *Folia Geobot. Phytotax.* **3**, 117–142.

SJÖRS, H. 1950: On the relation between vegetation and electrolytes in north Sweedish mire water. – *Oikos* **2**, 241–258.

SLACK, N. G. 1994: Can one tell the mire type from the bryophytes alone? – *J. Hattori Bot. Lab.* **75**, 149–159.

SOÓ, R. 1955: Nordische Pflantzenarten in der pannonischer Flora und Vegetation. – Archivum Societatis Zoologicae Botanicae Fennicae Vanamo, 9, suppl.., 337–350.

SÜMEGI, P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító őskörnyezeti és sztratigráfiai értékelése. – Kandidátusi értekezés, 120 p. Debrecen.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny* **124**, 125–148.

SUMEGI, P. & KROLOPP, E. 2002. Quartermalacological analyses for modeling of the Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Quaternary International* **91**, 53–63.

SÜMEGI P., MAGYARI E., DÁNIEL P., HERTELENDI E. & RUDNER E. 1999: A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny* **129/4**, 479–519.

STAUB M. 1891: Magyarország jégkorszaka és flórája. – *Földtani Közlöny* **21/1–3**, 10–41.

SZEPESFALVI, J. 1928: Beiträge zur fossilen Flora des Alfölds Ungarisches Tiefland. – *Magyar Botanikai Lapok* **27**, 107–113.

SZEPESFALVI, J. 1930: Wietere beiträge zur fossilen Flora des Alfölds (Ungarisches Tiefland). – *Magyar Botanikai Lapok* **29**, 6–13.

TÓTH, L. 1960: Phytozönologische Unterschungen über die Röhrichte des Balaton-sees. – *Annal. Biol. Tihany* **2**, 209–242.

TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af lose jordater. – *Danmarks Geologiske Undersogelse* **4/3**, 10.

VAN DER TOORN, J. & MOOK, J. H.. 1982: The influence of environmental factors and management on stands of Phragmites australis. I. Effects of burning, frost and insect damage on shoot density and shoot size. – *Journal of Applied Ecology* **19**, 477–499.

TULLNER, T. & CSERNY, T. 2003: New aspects of lake-level changes: Lake-Balaton, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **46/2**, 215–238.

VLADÁR, E. 1968: The drifts of Lake Balaton with special regard to the Bay of Keszthely. – *Keszthelyi Agrártud. Főisk. Közlem.* **10**, 1–44.

WASYLIKOWA, K. 1996: Analysis of fossil fruits and seeds. – In: BERGLUND, B. E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley and Sons Ltd. 571–590.

YU, Z. & EICHER, U. 2001: Three Amphi-Atlantic century-scale cold events during the Bolling–Allerod warm period. – *Geographie physique et Quaternarie* **55/2**, 171–179.

ZÓLYOMI, B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. – *Magyar Tud. Akad. Biol. Oszt. Közleményei* **1**, 491–544.

ZÓLYOMI, B. 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton. – In: PÉCSI, M. (ed.): Pleistocene environment in Hungary, Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress, 57–79.

Kézirat beérkezett: 2005. 01. 20.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

1. *Betula nana* mag – *Betula nana seed*

2. *Betula pubescens* mag – *Betula pubescens seed*

3. *Betula humilis* mag – *Betula humilis seed*

4. *Cladium mariscus* mag – *Cladium mariscus seed*

5. *Schoenoplectus lacustris* mag – *Schoenoplectus lacustris seed*

II. tábla – Plate II

1. *Dryas octopetala* mag – *Dryas octopetala seed*

2. *Najas marina* mag – *Najas marina seed*

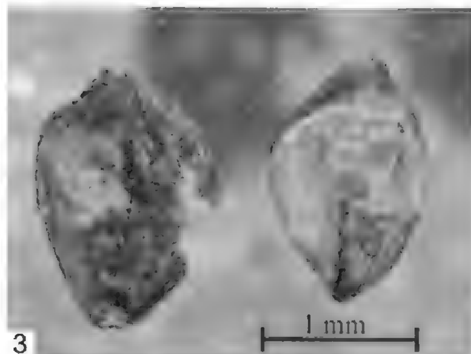
3. *Carex elata* rizodermisz – *Carex elata rizodermal tissue*

4. *Phragmites australis* levélhüvely epidermisz – *Phragmites australis leaf sheat epiderm*

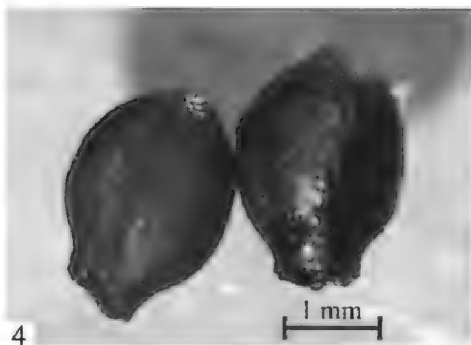
5. *Phragmites australis* rizodermisz – *Phragmites australis rizodermal tissue*

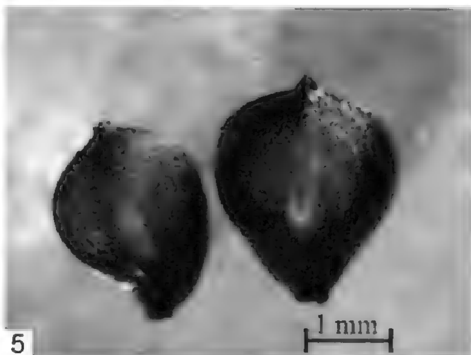
I. tábla – Plate I





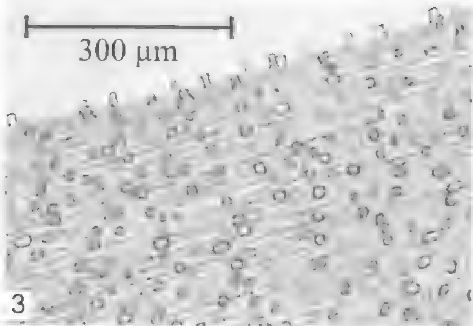


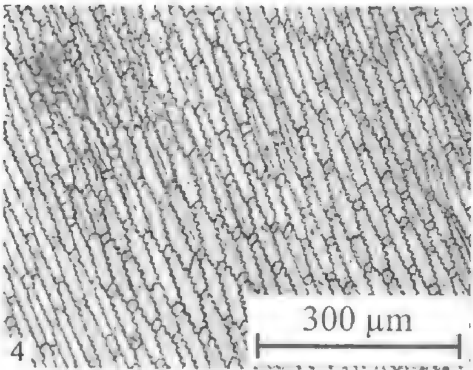




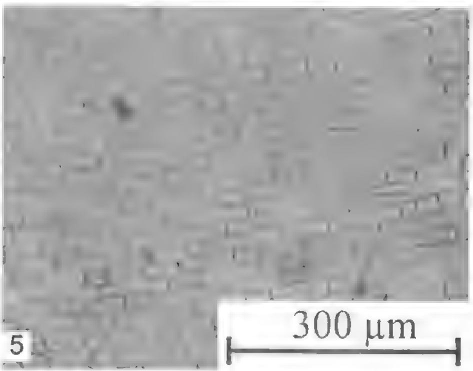
II. tábla – Plate II











Földtani Közlöny 135/3, 433–458. (2005) Budapest

Az őskörnyezeti viszonyok jellemzése a törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetétele alapján

Characterization of palaeoenvironment based on chemical composition of siliciclastic sedimentary rocks

R. VARGA Andrea[1]

(9 ábra, 2 táblázat)

Tárgyszavak: homokkő, pélit, teljes kőzetgeokémia, lehordási terület, mállás, poszteróziós hatások, lemeztektonikai helyzet

Keywords: sandstone, shale, bulk-rock geochemistry, provenance, source-area weathering, post-erosional effects, tectonic setting

Abstract

The chemical record of clastic sedimentary rocks is affected by factors such as dominant mineralogy, provenance, tectonic setting, source-area weathering, hydrodynamic sorting processes during transport and sedimentation, post-depositional diagenetic reactions, regional metamorphism, and hydrothermal alteration. This review presents a brief summary on the fundamentals of whole-rock geochemistry of siliciclastic sedimentary rocks, and intends to reach a Hungarian readership.

Összefoglalás

A törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetételét döntően az uralkodó ásványos összetétel, a lehordási terület nagytektonikai helyzete, kőzetösszetétele és mállási viszonyai, a hordalékszállítást és az üledékképződést kísérő hidrodinamikai osztályozódás, a leülepedést követő diagenetikus reakciók, a regionális metamorfózis, valamint utólagos hidrotermális átalakulási folyamatok határozzák meg. Ez a tanulmány rövid áttekintést nyújt a sziliciklasztos kőzetek teljes kőzetgeokémiai adatainak értelmezési lehetőségeiről.

Bevezetés

A sziliciklasztos kőzetek (konglomerátumok, breccsák, homokkövek, pélitek) kémiai összetételét több, egymással szoros kapcsolatban álló környezeti tényező befolyásolja, amelyek a légköri és vízcirkuláció összetett folyamatainak, valamint a hőmérséklet változásának hatását tükrözik. Az üledékgyűjtő medencébe jutó törmelékes komponensek minőségét és mennyiségi arányát – a lehordási terület geológiai adottságain túl – uralkodóan a fizikai és a kémiai mállás folyamatai határozzák meg (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982, 1984; HARNOIS 1988; FEDO et al. 1995, 1996; GAILLARDET et al. 1999; CULLERS 2000). A törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetételét azonban a szállítás és a leülepedés módja, valamint hidrodinamikai viszonyai (a szemcsék eltérő átmérőjéből és sűrűségéből adódó különbségek), az üledékgyűjtő medence típusa (lemeztektonikai helyzet) és redox viszonyai, a diagenezis és a metamorfózis is jelentős mértékben

[1]ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, e-mail: raucsikvarga@freemail.hu

módosítja (Bhatia 1983, 1985; Bhatia & Crook 1986; Wronkiewicz & Condie 1987; Bauluz et al. 2000; Dypvik & Harris 2001; Zimmermann & Bahlburg 2003). Ezek a tényezők együttesen alakítják ki a sziliciklasztos kőzetek kémiai elemzésével nyert geokémiai adatot, azonban az adott tényező hatására legérzékenyebb elemek kiválasztásával és körültekintő értelmezésével szerepük külön-külön jellemezhető. A törmelékes kőzetek geokémiai vizsgálata így hatékony eszköze az őskörnyezeti viszonyok (pl. paleoklíma, anoxia) lokális és regionális jellemzésének (Nesbitt & Young 1982, 1984; Raiswell et al. 1988; Gaiero et al. 2004; Rimmer 2004), az ősmaradványmentes üledékes rétegsorok korrelációjának (Pearce & Jarvis 1995; Preston et al. 1998), valamint – a lehordási terület jellemzésével és a forráskőzetek pontos azonosításával – a lemeztektonikai mozgások modellezésének (Garver & Scott 1995; Hassan et al. 1999; Suzuki et al. 2000; Hofmann et al. 2003; Willan 2003).

A teljes kőzetmintából meghatározott kémiai összetétel vizsgálata egyre nagyobb szerepet játszik a törmelékes kőzetek modern geokémiai kutatásában, azonban – szemcseméretükből adódóan – a durvatörmelékes kőzetek a kémiai vizsgálatok szempontjából inhomogénnek tekinthetők, ezért a konglomerátumok és a breccsák geokémiai vizsgálata szinte kizárólag a szeparált kavics- vagy törmelékanyag kémiai elemzésére korlátozódik (Floyd et al. 1991; McCann 1991; Brügel et al. 2003; R. Varga et al. 2003; Noda et al. 2004). A geokémiai vizsgálatok így elsősorban homokkövekre, aleurolitokra és agyagos kőzetekre összpontosulnak. Széleskörű elterjedésüknek köszönhetően különösen nagy jelentőségű a kevert (sziliciklasztos-karbonátos) kőzetek geokémiai jellemzése, azonban ezekben a karbonátásványok mennyisége szélsőségesen ingadozhat, ezért az összetételi adatok önmagukban nem tükrözik megfelelően a terrigén frakció kémiai összetételében jelentkező kis változásokat. Ennek kiküszöbölésére általában háromféle módszer alkalmazható: (a) megfelelő mintaelőkészítést követően a karbonátmentes frakció vizsgálata (Rachold & Brumsack 2001); az elterjedtebb megoldások közé tartozik (b) a teljes kőzet kémiai elemzési adatainak karbonátmentesre (CaO- és Sr-korrekció) való átszámítása (Dinelli et al. 1999); továbbá (c) terrigén eredetű, karbonáthoz nem kapcsolódó elempárok koncentráció-arányainak jellemzése (Bhatia & Crook 1986; Floyd & Leveridge 1987; Floyd et al. 1989).

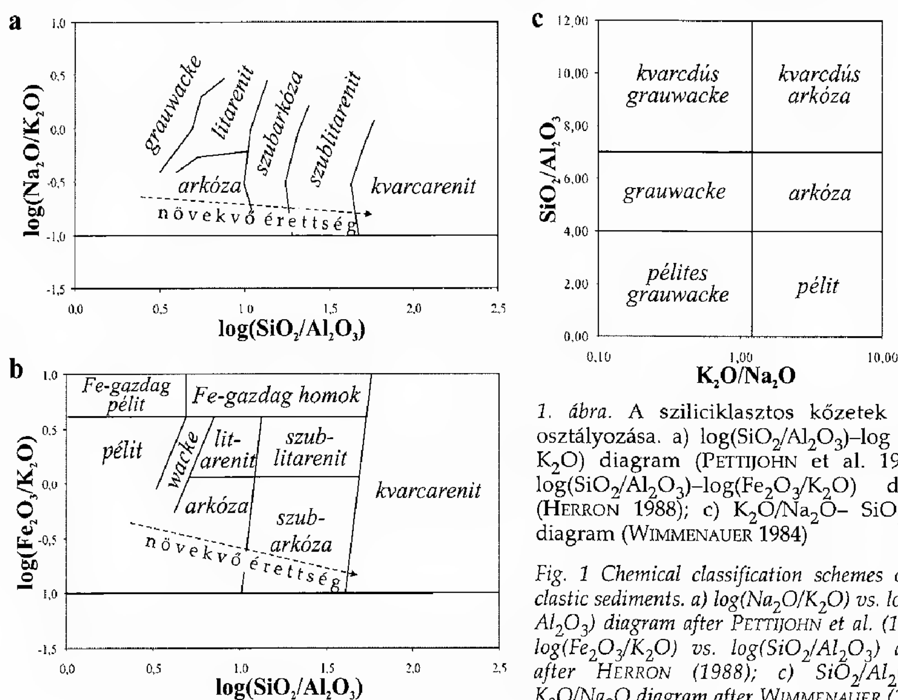
Ez a tanulmány rövid áttekintést kíván nyújtani a törmelékes üledékes kőzetek geokémiai értelmezésének lehetőségeiről és a leggyakrabban előforduló problémákról. Munkám elsődleges célja egy olyan magyar nyelvű összefoglaló elkészítése volt, amely felvázolja az adott kutatási terület hazai és nemzetközi irodalomból megismert legújabb irányzatait és eredményeit, hogy ezzel segítséget nyújtson a sziliciklasztos kőzetekkel foglalkozók számára, valamint – megfelelő jegyzet hiányában – segítse az üledékes geokémia oktatását.

A sziliciklasztos kőzetek kémiai osztályozása

A törmelékes kőzetek ásványos összetételére épülő hagyományos osztályozáshoz (Folk 1968) hasonlóan a teljes kőzetmintából meghatározott kémiai összetétel szintén felhasználható a sziliciklasztos kőzetek rendszerezésére, hiszen

az eltérő kőzettani típusok különböző ásványos összetétele a fő- és nyomelemek eltérő koncentrációját eredményezi.

A homokkövek általánosan elterjedt kőzettani besorolásának felel meg a $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Na_2O/K_2O)$ diagram (PETTIJOHN et al. 1972), amely grauwacke, arkóza, szubarkóza, litarenit (kőzettörmelékes homokkő), szublitarenit és kvarcarenit csoportokat különít el (*1a. ábra*). A $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ diagram (HERRON 1988) a törmelékes kőzetek Fe-tartalmára helyez nagyobb hangsúlyt, ezáltal további csoportok (Fe-gazdag pélit, Fe-gazdag homok, wacke, pélit) elkülönítését is lehetővé teszi (*1b. ábra*). A WIMMENAUER (1984) által bevezetett kémiai osztályozás, a K_2O/Na_2O–SiO_2/Al_2O_3 diagram – amely a $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Na_2O/K_2O)$ diagrammal analóg – a kvarc és a rétegszilikátok mennyiségétől függően a grauwackék (kvarcdús grauwacke, grauwacke, pélites



1. ábra. A sziliciklasztos kőzetek kémiai osztályozása. a) $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Na_2O/K_2O)$ diagram (PETTIJOHN et al. 1972); b) $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ diagram (HERRON 1988); c) K_2O/Na_2O– SiO_2/Al_2O_3 diagram (WIMMENAUER 1984)

Fig. 1 Chemical classification schemes of siliciclastic sediments. a) $\log(Na_2O/K_2O)$ vs. $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ diagram after PETTIJOHN et al. (1972); b) $\log(Fe_2O_3/K_2O)$ vs. $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ diagram after HERRON (1988); c) SiO_2/Al_2O_3 vs. K_2O/Na_2O diagram after WIMMENAUER (1984)

grauwacke) és az arkózák (kvarcdús arkóza, arkóza, pélit) kémiai csoportosítására használható fel (*1c. ábra*).

Ezek az osztályozások részben olyan főelemek (Na_2O, K_2O) mennyiségi arányaira épülnek, amelyek üledékes környezetben gyakran mobilizálódnak, ezért a kőzetet ért utólagos folyamatok (pl. hidrotermális átalakulás) hatására bekövetkező elemmobilizáció felismerését és kiszűrését is segítik (VARGA 2002; R. VARGA & SZAKMÁNY 2004).

Néhány esetben előfordulhat, hogy a vizsgált kőzet kémiai osztályozása nem egyezik meg a kőzettani osztályozás eredményével. Ez az eltérés uralkodóan azokra a különböző mértékű mállási, diagenetikus vagy hidrotermális folyamatokra vezethető vissza, amelyek következtében az üledékképződési rendszerbe

jutó földpátok (döntően a plagioklászok) és az instabilis kőzettörmelékek (döntően a vulkanitok) bizonyos része átalakul, pszeudomátrixot alkot. A pszeudomátrix a modális összetétel meghatározásában értelemszerűen nem játszik szerepet, a teljes kőzet kémiai összetételét azonban befolyásolja (DICKINSON 1970; VARGA 2002).

A sziliciklasztos kőzetek geokémiai vizsgálatában alkalmazott referenciák

A törmelékes kőzetek kémiai összetételét jellemző geokémiai adatok értelmezésekor egyrészt az azonos rétegsorhoz (formációhoz) tartozó minták, másrészt a különböző lelőhelyekről, illetve különböző földtani képződményekből származó sziliciklasztos kőzetek teljes kémiai összetételét hasonlítjuk össze. A kapott eredmények széleskörű alkalmazhatósága, továbbá általános érvényű genetikai következtetések (pl. a lehordási terület kőzettani felépítésének jellemzése, őskörnyezeti viszonyok rekonstrukciója stb.) levonása érdekében ehhez az összehasonlításhoz tudományosan megalapozott és a nemzetközi üledékes geokémiai gyakorlatban elterjedt viszonyítási alapra van szükségünk.

A szakirodalomban több olyan átlagos homokkő és agyagpala („average sandstone", „average shale") összetételt publikáltak, amelyet a korábbi geokémiai kutatásokban referenciaként használtak fel (CLARKE 1924; TUREKIAN & WEDEPOHL 1961; PETTIJOHN 1975). Napjainkban azonban elterjedtebb egy bizonyos földtörténeti időintervallumot, vagy egy adott területet, régiót jellemző átlagos összetétel alkalmazása. Ilyen referencia az átlagos paleozoikumi vagy mezozoikumi–kainozoikumi grauwacke összetétel (CONDIE 1993). RONOV & MIGDISOV (1971) klasszikus munkájában az Orosz-platform és az Észak-amerikai-platform proterozoikumi, paleozoikumi és mezozoikumi–kainozoikumi üledékes kőzeteiről egyaránt közöl átlagos főelemadatokat (pl. átlagos orosz paleozoos agyagpala összetétel: ARPS – „average Russian Palaeozoic shale"). Hasonló viszonyítási alap az úgynevezett PAAS („post-Archean Australian average shale" – NANCE & TAYLOR 1976), azaz átlagos archaikum utáni ausztrál agyagpala összetétel,

Rövidítések az *I táblázat*hoz: ARPS: átlagos orosz paleozoos agyagpala összetétel (RONOV & MIGDISOV 1971), PAAS: átlagos archaikum utáni ausztrál agyagpala összetétel (NANCE & TAYLOR 1976; TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989, 2001), NASC: észak-amerikai agyagpala összetétel (GROMET et al. 1984; MCLENNAN 1989), PhanS: átlagos fanerozoikumi kratoni agyagpala összetétel (CONDIE 1993), CSand: átlagos fanerozoikumi kratoni homokkő összetétel (CONDIE 1993), PGw: átlagos paleozoikumi grauwacke összetétel (CONDIE 1993), AGw: átlagos grauwacke összetétel (WEDEPOHL 1995), UCC1: felső kontinentális kéreg (TAYLOR & MCLENNAN 1985), UCC2: felső kontinentális kéreg (MCLENNAN 2001)

Abbreviations: ARPS: average Russian Palaeozoic shale (RONOV & MIGDISOV 1971); PAAS: post-Archean Australian average shale (NANCE & TAYLOR 1976; TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989, 2001); NASC: North American shale composition (GROMET et al. 1984; MCLENNAN 1989); PhanS: average chemical composition of Phanerozoic cratonic shales (CONDIE 1993); CSand: average chemical composition of Phanerozoic cratonic sandstones (CONDIE 1993); PGw: average chemical composition of Palaeozoic graywackes (CONDIE 1993); AGw: average concentration of elements in graywackes (WEDEPOHL 1995); UCC1: Upper Continental Crust (TAYLOR & MCLENNAN 1985); UCC2: Upper Continental Crust (MCLENNAN 2001)

I. táblázat. A sziliciklasztos üledékes kőzetek és a felső kontinentális kéreg átlagos kémiai összetétele (főelemek: g/g%; nyomelemek: ppm)

Table I Average chemical composition of siliciclastic sedimentary rocks and upper continental crust (major elements in wt%; trace elements in ppm)

	Finomszemcsés törmelékes kőzetek				Durvaszemcsés törmelékes kőzetek				
	ARPS	PAAS	NASC	PhanS	CSand	PGw	AGw	UCC1	UCC2
SiO_2	56,78	62,8	64,8	63,6	91,50	66,10	69,1	66,0	66,0
TiO_2	0,92	1,00	0,7	0,82	0,25	0,77	0,72	0,50	0,68
Al_2O_3	16,89	18,9	16,9	17,8	3,62	15,50	13,5	15,2	15,2
FeO_{tot}	6,56	6,50	5,66	5,89	1,13	6,20	5,3	4,50	4,50
MnO	0,08	0,11	0,06				0,1	0,08	0,08
MgO	4,56	2,20	2,86	2,3	0,45	2,10	2,3	2,20	2,20
CaO	8,91	1,30	3,63	1,3	1,31	2,60	2,6	4,20	4,20
Na_2O	0,77	1,20	1,14	1,1	0,42	2,80	3	3,90	3,90
K_2O	4,38	3,70	3,97	3,84	0,91	2,30	2	3,40	3,40
P_2O_5	0,13	0,16	0,13	0,14	0,02	0,14	0,13	0,15	0,15
Rb		160	125	163	25	80	72	112	112
Sr		200	142	136	35	280	201	350	350
Ba		650	636	551	150	600	426	550	550
Pb		20	20	22	19	10	14,2	20	17
Th		14,6	12,3	13,5	4,0	9,0	9	11	10,7
U		3,1	2,7	2,9	1,1	1,7	2	2,8	2,8
Zr		210	200	201	105	148	302	190	190
Hf		5,0	6,3	4,6	3,1	3,7	3,5	5,8	5,8
Nb		18	13	15,4	4,0	10	8,4	25	12
Ta		1,28	1,12	1,4	0,30	0,80		2,2	1,0
Y		27	35	33	6,8	28	26	22	22
La		38,2	32	38,8	10,3	28,0	30	30	30
Ce		79,6	73	82	22,3	62,0	58	64	64
Pr		8,83	7,9				6,1	7,1	7,1
Nd		33,9	33	32,3	8,4	26,0	25	26	26
Sm		5,55	5,7	5,75	1,63	4,90	4,6	4,5	4,5
Eu		1,08	1,24	1,14	0,34	0,93	1,2	0,88	0,88
Gd		4,66	5,2	5,22	1,44	4,34	4	3,8	3,8
Tb		0,774	0,85	0,81	0,21	0,66	0,63	0,64	0,64
Dy		4,68	5,8				3,4	3,5	3,5
Ho		0,991	1,04				0,9	0,8	0,8
Er		2,85	3,4				2,2	2,3	2,3
Tm		0,405	0,5					0,33	0,33
Yb		2,82	3,1	2,95	0,61	2,20	2,1	2,2	2,2
Lu		0,433	0,48	0,47	0,11	0,38	0,37	0,32	0,32
Sc		16	14,9	16	2,0	14	16	11	13,6
V		140	130	117	15	140	98	60	107
Cr		100	125	104	30	80	88	35	83
Co		20	26	20	2,5	20	15	10	17
Ni		60	58	54	8,0	45	24	20	44
Zn		85					76	71	71
Cu		50					24	25	25

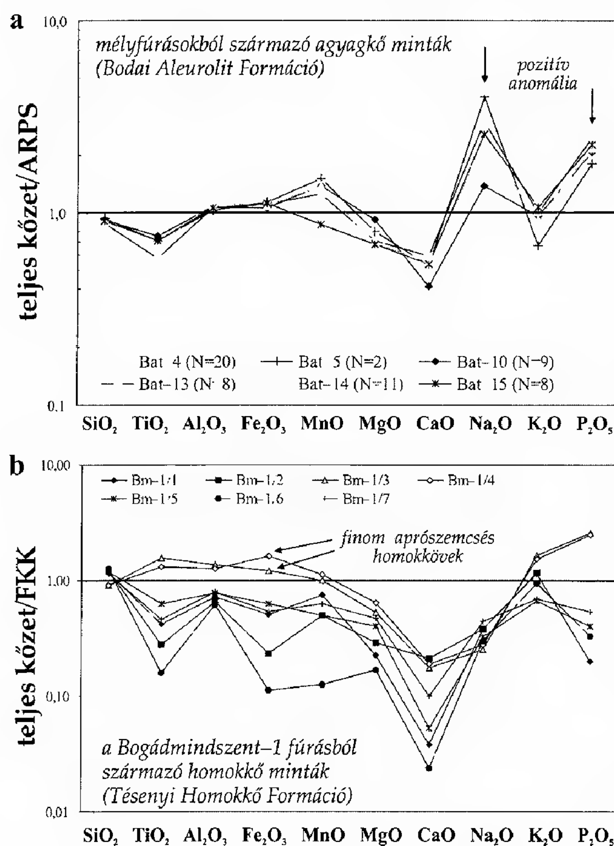
továbbá a NASC („North American shale composite" – GROMET et al. 1984), azaz észak-amerikai agyagpala összetétel (*I. táblázat*).

Homokkövek vizsgálatakor a modern geokémiai munkákban a leggyakrabban alkalmazott viszonyítási alap a felső kontinentális kéreg (FKK – „Upper

Continental Crust", UCC) átlagos összetétele. Korábbi munkákban szinte kizárólag a TAYLOR & MCLENNAN (1985) által közölt fő- és nyomelemösszetétel szerepel referenciaként, azonban a széleskörű geokémiai kutatások eredményeként rendelkezésre álló adatbázis felhasználásával újabb adatsorok jelentek meg (CONDIE 1993; WEDEPOHL 1995). MCLENNAN (2001) rámutatott arra, hogy a TAYLOR & MCLENNAN (1985) által publikált FKK összetétel több elem (Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Nb, Ta, Cs és Pb) koncentrációjában módosításra szorul, ezért ezekre az elemekre új referenciaértékeket adott meg (*I. táblázat*).

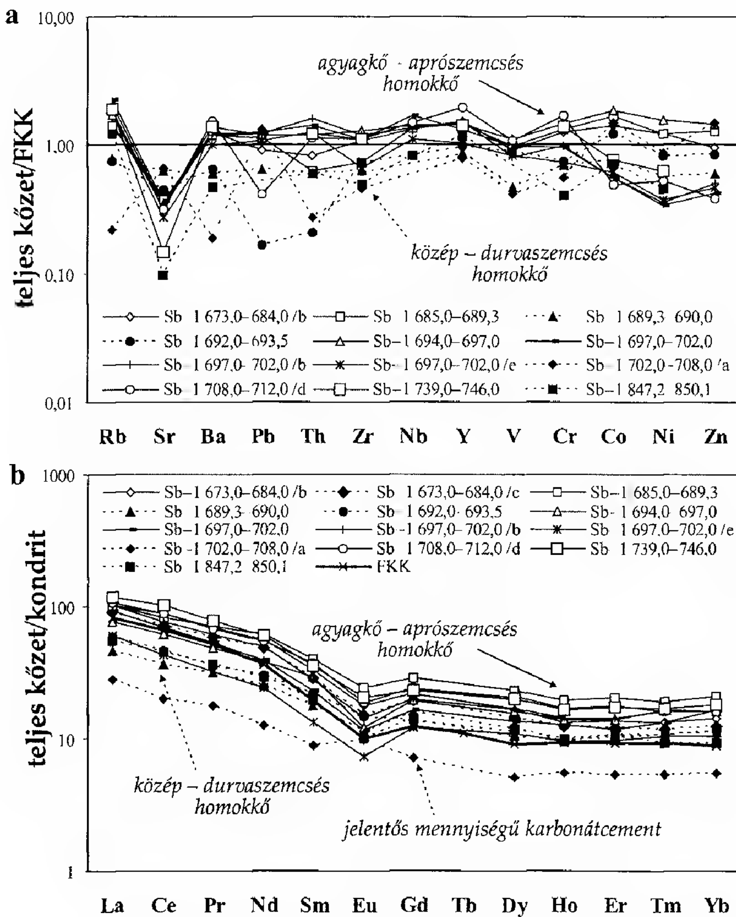
A bemutatott viszonyítási alapok közül a homokkövek geokémiai célú kutatásában MCLENNAN (2001) felső kontinentális kéreg adatsorának felhasználása javasolható, pélitek vizsgálatakor a főelemek és a nyomelemek eloszlásának jellemzésére legszélesebb körben a többször módosított PAAS (NANCE & TAYLOR 1976; TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989, 2001) adatsor terjedt el. A törmelékes kőzetek ritkaföldfém-koncentrációit – az általános geokémiai gyakorlatnak megfelelően – kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált értékek és elemeloszlási diagramok alapján hasonlíthatjuk össze.

A sokelemes („spider") – minden ábrázolt elem koncentrációját annak referenciaanyagbeli koncentrációjához viszonyító – diagramok a törmelékes kőzetek kémiai összetételének szemléletes és informatív ábrázolási módját képezik. E diagramokban (illómentes összetétel felhasználásával) a jelentős mértékben



2. *ábra.* Az átlagos orosz paleozoos agyagpala (ARPS; RONOV & MIGDISOV 1971) összetételre (a) és a felső kontinentális kéreg (FKK; TAYLOR & MCLENNAN 1985) átlagos összetételére (b) normált főelemeloszlási diagramok R. VARGA et al. (2005) és VARGA et al. (2001) alapján

Fig. 2 Average Russian Palaeozoic shale (ARPS; RONOV & MIGDISOV 1971)-normalized (a) and Upper Continental Crust (FKK, Hungarian abbreviation; TAYLOR & MCLENNAN 1985)-normalized (b) major element data after R. VARGA et al. (2005) and VARGA et al. (2001)



3. *ábra.* Törmelékes kőzetek felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételére (MCLENNAN 2001) normált nyomelemeloszlása (a) és kondrit összetételre (TAYLOR & MCLENNAN 1985) normált RFF-eloszlása (b) a Siklósbodony Sb–1 fúrás példáján (R. VARGA et al. 2004)

Fig. 3 Upper Continental Crust-normalized (MCLENNAN 2001) trace element data (a) and chondrite-normalized (TAYLOR & MCLENNAN 1985) REE element data (b) for siliciclastic rock samples from borehole Siklósbodony Sb–1 after R. VARGA et al. (2004). Legend: FKK Upper Continental Crust; solid line claystone to fine-grained sandstone; dashed line medium to very coarse-grained sandstone

eltérő mennyiségű főelemek és/vagy nyomelemek koncentrációja logaritmikus skálán, áttekinthetően jeleníthető meg (2. és 3. *ábra*). Abban az esetben, ha egy mintasorozatban valamely főelem (pl. SiO_2, Al_2O_3, CaO) koncentrációja széles határok között változik, a tömeg%-ban megadott teljes kőzetösszetétel véges (zárt) összeg hatása miatt a többi elem koncentrációja az ellenkező irányba tolódik el, ezért az adott elem higító hatása elfedi a fő- és nyomelemek természetes változékonyságát. Ennek kiküszöbölésére az egyes elemek koncentrációi helyett gyakran alkalmazzák az elem/Al_2O_3 vagy az elem/TiO_2 hányadost. Az előbbi előnye, hogy az Al_2O_3 immobilisnak tekinthető a mállás, a diagenezis és a metamorfózis folyamatai során, ezért az elem/Al_2O_3 arány a legtöbb szilici-

klasztos kőzetben kiválóan jellemzi a törmelékes frakció eredeti összetételét (CULLERS & BERENDSEN 1998; BAULUZ et al. 2000; CULLERS 2000). Tengeri környezetben, $CaCO_3$-gazdag üledékanyagban (biogén mésziszap, $CaCO_3$=61–89%) azonban adszorpciós folyamatok révén az Al bizonyos része a biogén frakcióhoz kapcsolódhat, ezért ekkor az Al_2O_3-normálás helyett a TiO_2-normálás javasolható (MURRAY et al. 1993; MURRAY & LEINEN 1996; RAUCSIK et al. 1998, 2001). A legtöbb üledékes rendszerben a TiO_2 szintén immobilis, ezért a terrigén törmelékes komponens mennyiségét tükrözi. Használata a lepusztulási terület azonosítására azonban nem célszerű, mert a TiO_2 fő forrását adó nehézásványok (rutil, ilmenit, titanit) mennyisége a hordalékszállítás módja és a diagenezis függvényében jelentősen ingadozhat (MCLENNAN et al. 1990; PATOČKA et al. 1994; BAULUZ et al. 2000; LE PERA et al. 2000).

Általános tapasztalat, hogy finomszemcsés törmelékes kőzetekben – a hidrodinamikai osztályozódás következtében – több elem (különösen az immobilis elemek) mennyisége az Al_2O_3-koncentrációval korrelál (TAYLOR & MCLENNAN 1985; HASSAN et al. 1999), ezért a jellegzetes geokémiai bélyegek feltárására a referenciaértékhez (leggyakrabban a PAAS) viszonyított, Al-normált koncentrációk, az úgynevezett dúsulási tényezők alkalmazhatók eredményesen. A dúsulási tényező (E_x*) valamely X elemre a következő képlet szerint határozható meg: $E_x^* = (C_x\text{minta}/C_{Al}\text{minta})/(C_x\text{referencia}/C_{Al}\text{referencia})$, ahol C_x az elem koncentrációja, C_{Al} az Al koncentrációja (HASSAN et al. 1999).

A törmelékes kőzetek kémiai összetételét meghatározó tényezők

A sziliciklasztos kőzetek kémiai összetételét elsődlegesen ásványos összetételük határozza meg, ezért a geokémiai bélyegek a lehordási terület kőzettani összetételét, a forrásterület mállási viszonyait és az üledékgyűjtő medence lemeztektonikai helyzetét egyaránt tükrözik (NESBITT & YOUNG 1982, 1984; BHATIA 1983, 1985; TAYLOR & MCLENNAN 1985; BHATIA & CROOK 1986). A teljes kőzet geokémiai vizsgálata lehetőséget biztosít arra, hogy azoknak a kulcsfontosságú elemeknek (pl. Cr, Ni, Sc, Y, Zr, Co, La, Th) a mennyiségi változatosságát is érzékeljük, amelyek jellemzésére a lehordási terület-analízisben elterjedt modális kőzettani összetétel meghatározásával nem vállalkozhatunk. A lehordási terület jellemzése előtt azonban meg kell vizsgálnunk azokat a tényezőket, amelyek eredője meghatározza a geokémiai adatot. Ezek közül a legfontosabbak: a forrásterületen zajló mállás, a hidrodinamikai folyamatok (szemcseméret, osztályozódás), a medence redox viszonyai, a diagenetikus folyamatok, valamint a regionális metamorfózis (NESBITT & YOUNG 1982; TAYLOR & MCLENNAN 1985; FLOYD et al. 1991; BAULUZ et al. 2000; WILLAN 2003).

A forrásterület mállási viszonyainak jellemzése

A lehordási terület kőzeteinek lepusztulása és a törmelékszemcsék szállítódása során a kémiai mállás különböző mértékben alakítja át a sziliciklasztos szemcsék eredeti anyagát. Az elsődleges ásványok degradációja következtében megváltozó összetétel elsősorban a kőzet alkálifém- és alkáliföldfém-tartalmát módosítja. A

teljes kőzet geokémiai vizsgálatával így lehetőség nyílik a forrásterület mállási viszonyainak jellemzésére, amely tágabb értelemben az őskörnyezeti viszonyok feltárását, ezen keresztül a paleoklíma rekonstrukcióját segíti elő (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982; FEDO et al. 1995, 1996; WILLAN 2003).

Az üde kőzeten kialakult mállási takarók kémiai összetételének szelvény menti tanulmányozása olyan általános érvényű következtetések levonását tette lehetővé, amelyek eredményesen alkalmazhatók a kémiai mállás mértékének mennyiségi becslésére. Tapasztalatok szerint a kisebb méretű kationok (Na^+, Ca^{2+} és Sr^{2+}) szelektíven kilúgozódnak a mállási szelvényből, ezzel ellentétben a nagyobb ionrádiuszú kationok (Rb^+ és Ba^{2+}) ioncserével vagy adszorpcióval agyagásványokon kötődhetnek meg. A K^+- és a Mg^{2+}-ionok mennyiségét mindkét folyamat befolyásolhatja (NESBITT et al. 1980; NESBITT & YOUNG 1982, 1984, 1989; HARNOIS 1988; FEDO et al. 1995). Ha a mobilis kationok mennyiségét a mállással szemben ellenálló, stabil komponensek mennyiségéhez (pl. Al^{3+}, Ti^{4+}) viszonyítjuk, a kémiai átalakulás mértékét jelző arányszámot – mállási indexet – kapunk. A forrásterületen uralkodó kémiai átalakulás intenzitásának leírására számos egyszerű index jelent meg a nemzetközi szakirodalomban (*II. táblázat*), amelyek a kőzet fő- és/vagy nyomelemkoncentrációi alapján számszerűsítik a kémiai mállás erősségét (NESBITT & YOUNG 1982; HARNOIS 1988; GAILLARDET et al. 1999; CULLERS 2000). A mállási indexek értelmezésekor azonban ügyelnünk kell arra, hogy az áthalmozási folyamatok – azaz egy korábbi üledékciklusban lezajlott kémiai mállás bélyegeit hordozó üledékes képződmény ismételt eróziója – félrevezetően nagy indexértékeket okozhatnak. Az őskörnyezeti viszonyok

II. táblázat. Mállási indexek

Table II Weathering indices

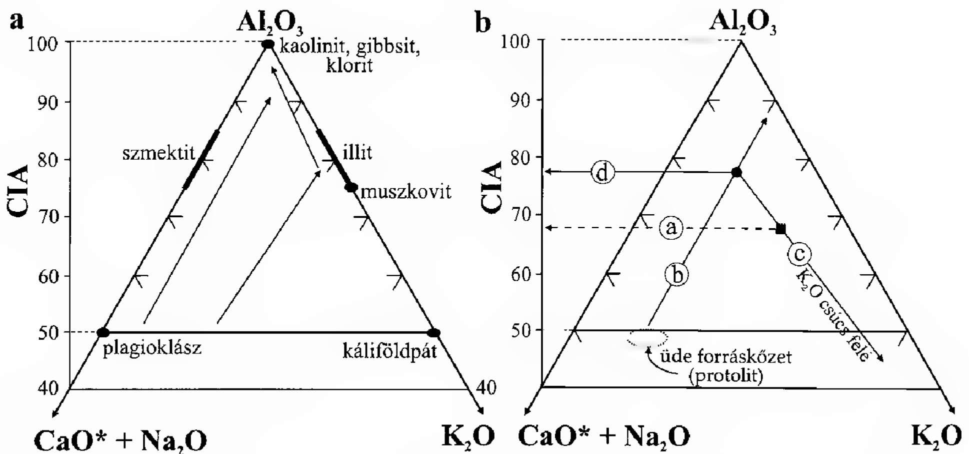
A mállási index definíciója	Megjegyzés
CIA – NESBITT & YOUNG (1982) *Chemical Index of Alteration* CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO*+Na_2O+K_2O)]x100 moláris mennyiségekre; CaO* a szilikátokban megjelenő CaO moláris mennyisége	CaO-korrekció FEDO et al. (1995) alapján: CaO*= mol CaO – mol CO_2 (kalcit) – (0,5 x mol CO_2) (dolomit) – [(10/3) x mol P_2O_5] (apatit) üde magmás és metamorf kőzetek: CIA 0 ≤ 50% reziduális agyagok (pl. kaolinit): CIA = 100% átlagos finomszemcsés törmelékes kőzet: CIA ≈ 70–75%
CIW – HARNOIS (1988) *Chemical Index of Weathering* CIW=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO*+Na_2O)]x100 moláris mennyiségekre; CaO* a szilikátokban megjelenő CaO moláris mennyisége	CaO-korrekció szükséges; folyamatosan növekszik a mállás mértékének növekedésével
CIW' – CULLERS (2000) CIW' =[Al_2O_3/(Al_2O_3+Na_2O)]x100 moláris mennyiségek alapján	
α_i – GAILLARDET et al. (1999) α_{Mg}=[Al/Mg]$_{minta}$/[Al/Mg]$_{FKK}$ α_{Ca}=[Ti/Ca]$_{minta}$/[Ti/Ca]$_{FKK}$ α_{Na}=[Sm/Na]$_{minta}$/[Sm/Na]$_{FKK}$ α_K=[Th/K]$_{minta}$/[Th/K]$_{FKK}$ α_{Sr}=[Nd/Sr]$_{minta}$/[Nd/Sr]$_{FKK}$ α_{Ba}=[Th/Ba]$_{minta}$/[Th/Ba]$_{FKK}$	i: mobilis elem (Mg, Ca, Na, K, Sr, Ba) α_i=1: a kémiai mállás nem számottevő α_i>1: a FKK összetételéhez képest szegényedés α_i<1: a FKK összetételéhez képest dúsulás FKK: felső kontinentális kéreg átlagos összetétele, mint referencia

azonosítására így csak akkor van lehetőség, ha a jelentősebb mértékű áthalmozás petrográfiai, mikromineralógiai és geokémiai adatok alapján kizárható.

A mállási indexek egyik csoportját azok a százalékban kifejezett arányszámok alkotják, amelyek értéke az üde mintáktól a jelentős kémiai átalakulást tükröző kőzetek felé haladva fokozatosan növekszik. Legszélesebb körben a NESBITT & YOUNG (1982) által megalkotott CIA-index („Chemical Index of Alteration") terjedt el. A CIA-index kis értéke egyrészt az üledékképződési rendszerbe belépő üde kőzet („first-cycle detritus") gyors erózióját, másrészt hideg és/vagy száraz klimatikus körülményeket tükrözhet. A szállítódás és a leülepedés során a szemcseméret szerinti osztályozódás a rétegen belül a törmelékes szemcsék differenciálódását eredményezi, amely kis mértékben befolyásolhatja a CIA-index értékét (NESBITT & YOUNG 1982; MCLENNAN et al. 1990; FLOYD et al. 1991; WILLAN 2003). A diagenezis során szintén módosulhat a CIA-index értéke, ugyanis a reziduális mállási termékek (pl. kaolinit) K^+-ionokban gazdag pórusvizek hatására illitté alakulnak. Ez a folyamat (K-metaszomatózis) a forrásterület mállási viszonyaihoz képest a CIA-index értékének csökkenését idézi elő (FEDO et al. 1995; 1996).

A mállási folyamatokra érzékeny ásványok és a CIA-index közötti kapcsolat feltárására szolgál az A–CN–K háromszögdiagram (NESBITT & YOUNG 1984), amely csúcsaiban az Al_2O_3, a CaO^*+Na_2O és a K_2O moláris mennyisége szerepel, ahol a CaO^* a szilikátokban megjelenő CaO moláris mennyiségének felel meg (*4. ábra*). Ebben az A–CN–K rendszerben – a felső kéregben uralkodó mennyiségű földpátok átalakulásán keresztül – jól követhetjük a különböző kiindulási összetételű kőzetek mállásának fejlődési irányvonalait (*4a. ábra*), amelyek a mállás kezdeti stádiumában megközelítőleg az A–CN oldallal párhuzamosan az alumínium dúsulásának irányába, az ideális illit-muszkovit összetétel felé mutatnak. Intenzív mállási viszonyok között a kémiai összetétel a diagramban az illitnek megfelelő tartományból az A–K él mentén az A csúcs irányába mozdul el (NESBITT & YOUNG 1984). K-metaszomatózis hatására a kémiai összetétel a K csúcs irányába tolódik el (4b. ábra), azonban a metaszomatózist jelző irányvonal és a mállás előrehaladását jelző irányvonal metszéspontja segítségével megbecsülhetjük a metaszomatózis előtti, a paleoklímára utaló CIA-index értéket (NESBITT & YOUNG 1984, 1989; FEDO et al. 1995).

A CIA-index módosításával született meg a CIW-index („Chemical Index of Weathering" – HARNOIS 1988), valamint a CIW'-index CULLERS (2000), amelyek nem veszik figyelembe a kálium koncentrációját. A CIW'-index használatakor – a CaO moláris mennyiségének elhagyásával – a karbonátokhoz és az apatithoz kapcsolódó CaO miatt szükséges korrekció válik feleslegessé (*II. táblázat*). A CIW- és a CIW'-index használata leegyszerűsíti a paleomállási viszonyok meghatározási lépéseit, azonban a K_2O elhagyásával ezek az indexek nem teszik lehetővé az esetlegesen fellépő K-metaszomatózis felismerését, továbbá bizonyos üde kőzetekre (pl. káliföldpátban gazdag gránit vagy arkóza; metamorf lehordási területről származó, törmelékes muszkovitban gazdag homokkő) is jelentős mértékű kémiai mállást (90–100%) jelezhetnek. Ez a két index ezért csak relatív összehasonlításra használható, a lehordási területen uralkodó kémiai mállás intenzitásának mennyiségi megadására alkalmatlan (FEDO et al. 1995; VARGA et al. 2002).



4. ábra. a) A–CN–K diagram (moláris mennyiségekre) NESBITT & YOUNG (1984, 1989) alapján; b) A K-metaszomatózis hatása a mállástermékre FEDO et al. (1995) alapján. Jelmagyarázat: négyzet és szaggatott a-nyíl: az üledékes kőzetmintának megfelelő CIA-index, b-nyíl: ideális mállási trend, c-nyíl: K hozzáadódása a mállástermékhez, kör és d-nyíl: a mállásterméknek megfelelő CIA-index (metaszomatózis előtti)

Fig. 4 a) A–CN–K diagram (in molecular proportions) after NESBITT & YOUNG (1984, 1989); b) Effect of K metasomatism on weathered residue after FEDO et al. (1995). Legend: square and dashed arrow a chemical index of alteration (CIA) of sedimentary rock sample; arrow b predicted weathering trend; arrow c addition of K to weathered residues; circle and arrow d CIA of weathered residues (before metasomatism)

A felvázolt problémák ismeretében a mállás intenzitásának jellemzésére egyértelműen a CIA-index használata javasolható. K-dúsulás esetén a CIA-index akkor alkalmas a lehordási terület mállási viszonyainak megbízható jellemzésére, ha a rétegsorból elegendő számú olyan, metaszomatózist nem szenvedett minta áll rendelkezésre, amelyek segítségével az eredeti forráskőzet mállási trendjét megbecsülhetjük (FEDO et al. 1995). Ehhez olyan független módszerek hívhatók segítségül – részletes ásványtani és kőzettani vizsgálat, nehézásvány-együttesek összehasonlítása, konglomerátum rétegek kavicsanyagának elemzése – amelyek lehetőséget biztosítanak a forráskőzetek azonosítására, valamint azok kémiai összetételének meghatározására. Ennek hiányában a CIA-index szintén csak relatív összefüggések feltárására használható, a lehordási terület mállási viszonyait nem tükrözi.

A mállási indexek másik csoportja a minta meghatározott elemarányait a felső kontinentális kéreg – mint referencia – átlagos összetételéből számolt elemarányokkal hasonlítja össze (GAILLARDET et al. 1999). Ezek az indexek általánosan α_i formában adhatók meg, ahol i az adott mobilis elemet jelöli (Mg, Ca, Na, K, Sr, Ba). Az index meghatározásakor minden egyes mobilis elem koncentrációját a hasonló magmás kompatibilitású immobilis elemhez kell viszonyítani (*II. táblázat*).

Intenzív kémiai mállás következtében – az üledékes környezetben általában immobilisnak tekintett – ritkaföldfémek szintén mobilizálódhatnak. A homokkövekben gyakori törmelékes komponensek közül a ritkaföldfémek legfontosabb hordozójának tekinthető apatit, epidot, gránát és cirkon mállással szembeni

instabilitásának meggyőző bizonyítéka, hogy a mállási szelvényekben e kristályok vagy erősen maratott felületűek, vagy már teljesen feloldódtak (MORTON 1982; SINHA et al. 1992). Megfelelő körülmények között a nehéz ritkaföldfémek stabil karbonát-, hidroxid- vagy szerves-komplexeket képezhetnek, továbbá oldatba jutva eltávozhatnak az üledékanyagból. A mobilizációs folyamat eredményeként a ritkaföldfém-frakcionáció mértéke növekszik meg, amely megfelelő mintaszám esetén a La_N/Yb_N hányados és a CIA-index közötti pozitív korrelációval mutatható ki (BAULUZ et al. 2000).

A szemcseméret hatása a sziliciklasztos kőzetek kémiai összetételére

A törmelékes üledékes kőzetek geokémiai jellemzőit jelentősen befolyásolja az átlagos szemcseméret, továbbá az egyes frakciók mennyiségi aránya (osztályozottság, érettség), hiszen a homok-, a kőzetliszt- és az agyagfrakció ásványos összetételében megfigyelhető különbségek a teljes kőzet kémiai összetételében tükröződnek (WRONKIEWICZ & CONDIE 1987; ASIEDU et al. 2000; BAULUZ et al. 2000; LE PERA et al. 2000; WILLAN 2003).

A sziliciklasztos kőzetek geokémiai vizsgálata rámutatott arra, hogy a homokkövek átlagos SiO_2-, CaO-, Na_2O-, Sr- és Ba-tartalma általában nagyobb, az átlagos Al_2O_3-, Fe_2O_3-, MgO-, TiO_2-, Rb-, Th-, Co-, Sc-, Cr-, Cs-, Nb-, Y- és ritkaföldfém-tartalma azonban kisebb (*3. ábra*), mint az azonos képződményhez tartozó pélitekben mért megfelelő koncentrációk (MCLENNAN et al. 1990; CULLERS 1995, 2000). Ezek a különbségek a homokkövek nagyobb kvarc- és földpáttartalmára vezethetők vissza, ugyanis a nyomelemeket – különösen az átmenetifémeket, a nagy térerejű elemeket és a ritkaföldfémeket – megkötő rétegszilikátok az agyag–kőzetliszt frakcióban koncentrálódnak (MCLENNAN et al. 1990; CULLERS 1995, 2000; LE PERA et al. 2000).

Részletes vizsgálattal lényeges különbségeket figyelhetünk meg a homokkövek szemcseméreti kategóriáin belül is: az aprószemcsés homokkövek P_2O_5-, TiO_2-, Y-, Zr-, Hf- és ritkaföldfém-koncentrációja gyakran nagyobb, mint az azonos formációhoz tartozó durvább vagy finomabb szemcseméretű kőzeteké (*2b. ábra*). Üledékes képződményekben a Zr, a Nb, az Y, a Hf és a ritkaföldfémek koncentrációját jelentős mértékben befolyásolja a nehézásványok (pl. cirkon, rutil, titanit, apatit, monacit, turmalin, gránát) mennyisége (MCLENNAN et al. 1990; LE PERA et al. 2000; VARGA et al. 2001; VARGA 2002). A legdúsabb nehézásvány-együttest a legtöbb homokkőben a 0,063–0,125 mm közötti frakció tartalmazza (kivéve a durvaszemcsés, igen jól osztályzott kőzeteket). A kisebb nehézásvány-szemcsék és a nagyobb kvarc- és földpátszemcsék hidraulikai ekvivalenciája miatt azonban az aprószemcsés homokkövekben (0,125– 0,250 mm) várható a legnagyobb nehézásvány-koncentráció (MCLENNAN et al. 1990; BAULUZ et al. 2000; LE PERA et al. 2000; DYPVIK & HARRIS 2001).

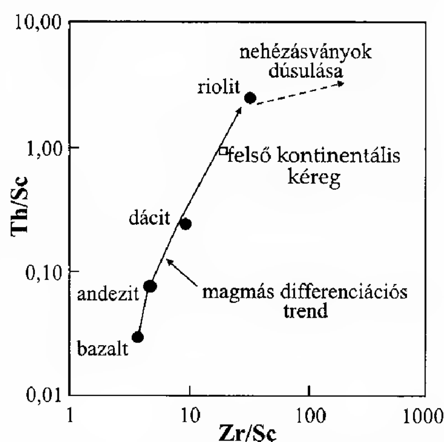
A kisebb átlagos szemcseméret következtében a pélitek viszonylag kis szállítási távolság esetén is homogén kémiai összetételűek. Ezzel ellentétben a forrásterülethez közel lerakódott törmelékes rétegsorok homokköveinek fő- és nyomelemtartalma nagyobb szórást mutat, ezért kisszámú homokkőminta kevésbé megbízhatóan tükrözi a lehordási terület átlagos összetételét (WRONKIEWICZ & CONDIE 1987; CULLERS 1995, 2000).

Az „érettség" jellemzése és a hidrodinamikai osztályozódás hatása

Az eróziót követően a törmelékes szemcsék szállítása a komponensek méret és sűrűség szerinti osztályozódásával jár együtt. A szállítási távolság növekedésével az ellenálló, stabil ásvány- és kőzettörmelékek aránya növekszik, azaz fokozatosan érettebbé válik a törmelékanyag. A homokkövek érettségének növekedésével a kvarc mennyisége növekszik, ezzel ellentétben az agyagásványok aránya háttérbe szorul. Ez a sziliciklasztos kőzetekben a SiO_2/Al_2O_3 arány növekedését, valamint számos nyomelem mennyiségének csökkenését idézi elő (MCLENNAN et al. 1990; LE PERA et al. 2000; WILLAN 2003).

Az érettség változását (a grauwackétól az érett kvarcarenitig) a törmelékes kőzetek kémiai osztályozásánál bemutatott $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Na_2O/K_2O)$ diagram (PETTIJOHN et al. 1972) vagy $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ diagram (HERRON 1988) segítségével követhetjük (*1a–b. ábra*). Az érettség növekedésével párhuzamosan – a nehézásvány-dúsulás következtében – az üledékes kőzet cirkontartalma, valamint Zr/Sc aránya is növekszik, amely a Th/Sc–Zr/Sc diagram (WILLAN 2003) használatával tehető szemléletessé (*5. ábra*).

A finomszemcsés sziliciklasztos kőzetek érettségének jellemzésére alkalmazható a főelemek oxidos összetételéből számolt ICV-index („Index of Compositional Variability" – COX et al. 1995), amely a $(Fe_2O_3+K_2O+Na_2O+CaO+MgO+TiO_2)/Al_2O_3$ aránynak felel meg. Ez az arány a leggyakoribb agyagásványok ideális összetételéből számolva 0,03–0,78 közötti, földpátokra 0,54–0,87 közötti érték. A nagy ICV értékkel jellemezhető, éretlen aleurolitok és agyagkövek általában aktív tektonikai környezetben halmozódtak fel. Ezzel ellentétben az érett aleurolitok és agyagkövek kémiai összetétele kis ICV értékkel jellemezhető, ami tektonikailag nyugodt vagy kratoni környezetet jelezhet (COX et al. 1995; LEE 2002). Hasonló elkülönítésre nyílik mód a finomszemcsés törmelékes kőzetek K_2O/Al_2O_3 arányának összehasonlításával, ugyanis az érett üledékekben dúsuló agyagásványok (K_2O/Al_2O_3 <0,28) és az éretlen összetételű törmelékanyagban jelentős mennyiségű földpátok (K_2O/Al_2O_3>0,28) lényegesen különböző K_2O/Al_2O_3 aránnyal jellemezhetőek (COX et al. 1995; LEE 2002). Ezek az indexek azonban igen érzékenyek a mállási és a diagenetikus folyamatok kémiai összetételt módosító hatására (pl. alkálifémek, alkáliföldfémek mobilizációja, K- vagy Na-metaszomatózis), ezért értelmezésük nagy körültekintést igényel (R. VARGA et al. 2005).



5. ábra. A nehézásványok dúsulását jelző Th/Sc–Zr/Sc diagram WILLAN (2003) alapján

Fig. 5 Th/Sc–Zr/Sc plot showing a heavy-mineral concentration trend after WILLAN *(2003)*

A hidrodinamikai osztályozódás hatása leginkább a többszörösen áthalmozott törmelékanyagú homokkövekben jelentős (MCLENNAN et al. 1990; PATOČKA et al.

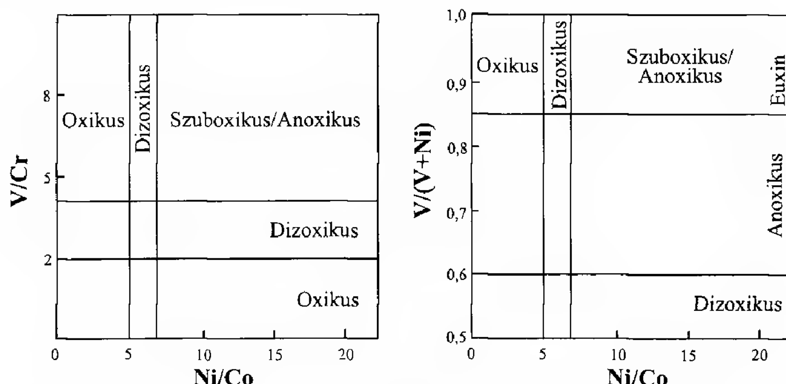
1994), amelyekben az osztályozódás a nehézásványok mennyiségét (pl. cirkon, monacit, rutil, turmalin, ilmenit, apatit, magnetit, kassziterit, krómspinell) növeli meg. A nehézásványok dúsulása, valamint torlatos megjelenése legtöbbször a TiO_2, a P_2O_5, a Zr, a Hf, a Th, az Y, a Nb, az Sn, a Cr és a ritkaföldfémek mennyiségét befolyásolja (McLennan et al. 1990; Patočka et al. 1994; Bauluz et al. 2000; Le Pera et al. 2000; Varga et al. 2001; Varga 2002). A dúsulás következtében a felsorolt elemek – vagy egy részük – kiugróan nagy koncentrációban fordulhatnak elő a rétegsor többi mintájában mért koncentrációkhoz képest.

Az aktív tektonikai környezetből származó, a lepusztulási területhez közel felhalmozódott üledékes kőzetekben alárendelt a nehézásványok kémiai összetételt módosító hatása, ugyanis ezek összetételét elsősorban a felzikus komponensek mennyisége határozza meg (McLennan et al. 1990).

Az üledékgyűjtő medence redox viszonyainak jellemzési lehetőségei

Annak ellenére, hogy az üledékképződés és a korai diagenezis során uralkodó redox körülmények több elem koncentrációját befolyásolják (pl. Fe, Mn, U, Mo, V, Zn, Ni, Cr, Cu, Pb, Co), kevés tanulmány foglalkozik a tisztán sziliciklasztos rendszerek redox viszonyainak geokémiai jellemzésével. Legszélesebb körben a Th/U hányados alkalmazásával találkozunk, amely a redox környezet jellemzése mellett az áthalmozási folyamatok mértékét is jelzi (McLennan et al. 1990; Bauluz et al. 2000; Dypvik & Harris 2001). A hasonló méretű és töltésű Th^{4+}- és U^{4+}-ionok rokon geokémiai viselkedésűek, azonban az urán gyakran +2 vagy +6 vegyértékű formában jelenik meg. Az üledékképződési folyamatok áthalmozó és oxidáló hatására az U vízoldható U^{6+} formában (UO_2^{2+}) könnyen mobilizálódik, majd megfelelő geokémiai csapdákban – reduktív körülmények között – szervesanyagon adszorbeálódhat. Ezzel ellentétben a Th immobilis, mennyisége a leülepedett törmelékanyag átlagos összetételét tükrözi. A Th/U hányados értéke így oxidatív körülmények között nagy, a kis érték ezzel ellentétben kevésbé oxikus vagy anoxikus környezetet jelez (McLennan et al. 1990; Bauluz et al. 2000; Dypvik & Harris 2001).

Szervesanyagban gazdag törmelékes kőzetek – különösen a fekete palák – szervetlen geokémiai vizsgálatában az üledékgyűjtő medence redox állapotának jellemzésére a redox-érzékeny nyomelemek (Mo, V, U, Zn, Ni, Cr, Cu, Pb, Co, Mn) dúsulásának mértéke, valamint a V/(V+Ni), a V/Cr és a Ni/Co arány vizsgálata (*6. ábra*) terjedt el. Segítségükkel oxikus, dizoxikus, szuboxikus/anoxikus és euxin környezet elkülönítésére nyílik lehetőség. A környezeti viszonyok részleteinek feltárására az összes szerves szén (TOC), a kén és a vas mennyiségének összefüggései (C–S–Fe kapcsolat: S/TOC, S/Fe, Fe–S–C háromszögdiagram) újabb lehetőségeket nyújtanak (Dean & Arthur 1989; Hofmann et al. 2000; Algeo & Maynard 2004; Rimmer 2004). További környezetjelző a „piritesedés mértékét" megadó DOP („degree of pyritization"), amely a piritben található vas és az összes reaktív vas (piritben található vas + HCl-oldható vas) mennyiségének hányadosaként számolható ki (Raiswell et al. 1988). Normál tengeri környezetben a DOP=0,42; a közepes DOP értékek (0,67–0,75) kevésbé rétegzett anoxikus vízoszlopot, a nagy DOP értékek (>0,75) erősen rétegzett anoxikus vízoszlopot jeleznek az üledékképződés során (Raiswell et al. 1988; Rimmer 2004).



6. ábra. Az őskörnyezet redox viszonyait jelző Ni/Co–V/Cr és Ni/Co–V/(V+Ni) diagramok RIMMER (2004) alapján

Fig. 6 V/Cr vs. Ni/Co and V/(V+Ni) vs. Ni/Co diagrams reflecting palaeoredox conditions after RIMMER *(2004)*

A fekete palák szervetlen geokémiai vizsgálatának lehetőségeiről, valamint az ahhoz szorosan kapcsolódó, de a szerves geokémia tárgykörébe tartozó paleoredox indikátorokról a *Chemical Geology* folyóirat 206. tematikus kötete nyújt további információkat (SCHULTZ & RIMMER 2004).

A diagenetikus folyamatok módosító hatása

A sziliciklasztos kőzetek diagenezise olyan hőmérséklet- és nyomásfüggő, többkomponensű geokémiai rendszerben zajlik, amely legfontosabb hajtóereje az ásványok és a pórusvíz közötti termodinamikus és kinetikus egyensúly elérése. A diagenetikus átalakulások típusát és mértékét elsősorban az üledékképződési környezet, a klíma, a törmelékszemcsék összetétele, a tengerszint relatív ingadozása és a betemetődés mélysége befolyásolja (MORAD et al. 2000). Geokémiai tanulmányokban legtöbbször kevés figyelmet szentelnek a diagenezis folyamatainak, mert ezek a legtöbb – de nem minden – esetben közel izokémikusak, így hatásuk a törmelékes kőzet teljes kémiai összetételét nem befolyásolja számottevően (WEAVER 1989; COX et al. 1995; LEE 2002). Bizonyos esetben azonban előfordulhat, hogy a geokémiai összetételben megfigyelhető anomália (legtöbbször kiugróan nagy K_2O- vagy Na_2O-koncentráció) csak diagenetikus átalakulások segítségével magyarázható (VAN DE KAMP & LEAKE 1996; R. VARGA et al. 2005).

A törmelékes rétegsorok diagenezisének leggyakoribb folyamatait MORAD et al. (2000) foglalta össze. Ezek közül geokémiai szempontból kiemelt jelentőségűek azok a reakciók, amelyek a törmelékes ásványok oldódásával, átkristályosodásával, illetve másodlagos ásványok képződésével járnak (pl. illitesedés, kloritosodás, albitosodás, zeolitosodás, kvarc- vagy karbonátcementáció). Az egyik legjobban követhető változás a törmelékes üledékes rendszer káliumeloszlásának átrendeződése. A K_2O-koncentráció diagenetikus növekedése (K-metaszomatózis) döntően két folyamathoz kapcsolható: (1) a K^+-gazdag pórusvíz hatására az Al-tartalmú agyagásványok (pl. kaolinit, szmektit) átalaku-

lása illitté; (2) a plagioklászok átalakulása káliföldpáttá (WEAER 1989; FEDO et al. 1995). A sziliciklasztos kőzetek K-metaszomatózisa – a kőzettani megfigyeléseken túl – a kémiai mállás jellemzésénél bemutatott A–CN–K diagram segítségével mutatható ki (NESBITT & YOUNG 1984, 1989; FEDO et al. 1995).

A sziliciklasztos kőzetek elsődleges kémiai összetételét a diagenetikus albitosodás is jelentős mértékben befolyásolhatja, ha az üledékes rendszerbe külső forrásból (pl. vulkanikus eredetű hidroterma, sós pórusvíz - „brine") többlet Na adódik. A kőzet Na-metaszomatózisára jellegzetes petrográfiai bélyegek – a törmelékes földpátok albitosodása, póruskitöltő autigén albit megjelenése – utalnak. Ez a hatás a lehordási terület kőzeteihez és a rétegsor további törmelékes kifejlődéseihez viszonyítva kiugróan pozitív Na_2O-anomáliában nyilvánul meg (*2a. ábra*; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; ÁRKAI et al. 2000; R. VARGA et al. 2005).

Törmelékes kőzetekben lokális jelentőségű P_2O_5-, Ce-, La-, Y-, Th- és U-dúsulást okozhat az apatit, a xenotim és a monacit autigén képződése (MILODOWSKI & ZALASIEWITZ 1991; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; R. VARGA et al. 2005). A diagenetikusan mobilizálódott foszfor forrását leggyakrabban gerinces maradványok csontanyagának átalakulása, valamint foszfortartalmú ürülék képezi (VAN DE KAMP & LEAKE 1996).

A regionális metamorfózis hatása a törmelékes kőzetek kémiai összetételére

A sziliciklasztos kőzetek geokémiai kutatásában alárendeltek azok a tanulmányok, amelyek a metamorfózis módosító hatását is elemzik (WRONKIEWICZ & CONDIE 1987; FEDO et al. 1996; CULLERS 2000; LEE 2002). A törmelékes üledékes kőzetek metamorfózisakor – a diagenezishez hasonlóan – olyan radikális ásványtani változások lépnek fel, amelyek a megváltozott hőmérsékleti és nyomásviszonyok mellett instabil agyagásványok átkristályosodását okozzák. A lejátszódó folyamatok gyakran izokémikusak, így lényegesen nem befolyásolják a törmelékes kőzet teljes kémiai összetételét és nyomelemeloszlását, azaz a kiindulási kőzet geokémiai jellemzőit (WRONKIEWICZ & CONDIE 1987; WEAER 1989; COX et al. 1995; FEDO et al. 1996; LEE 2002).

A törmelékes kőzetek lehordási területe a teljes kőzet kémiai összetételének tükrében

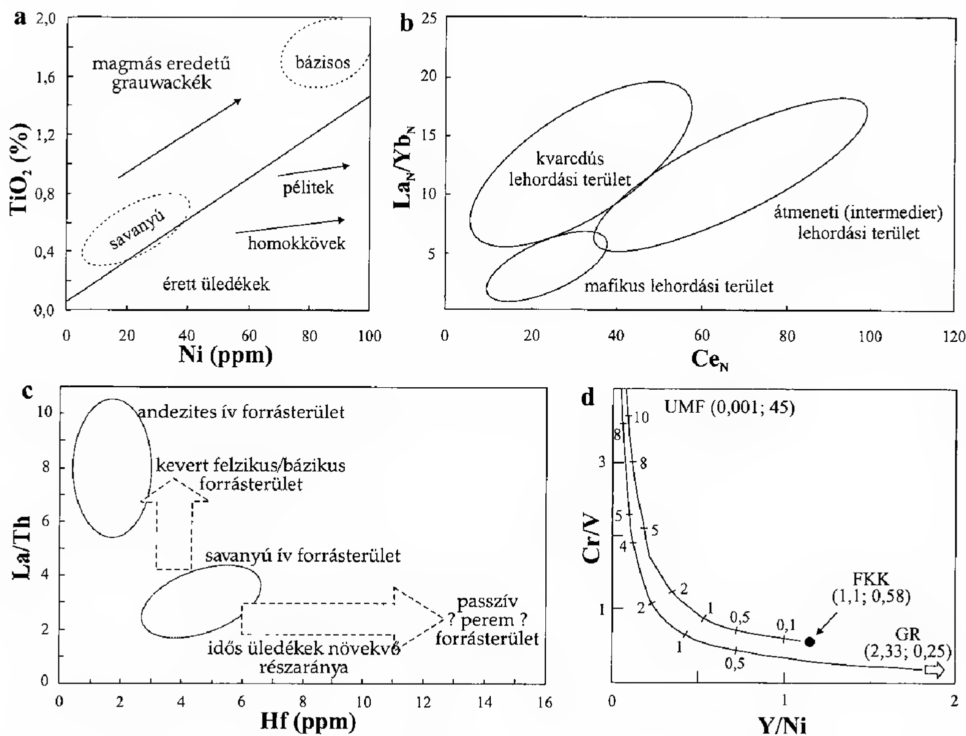
A törmelékes kőzetek szemcséit elsősorban a lehordási területet felépítő kőzetek törmelékanyagának statisztikus keveréke alkotja, amely általában a felső kéreg magmás, metamorf, valamint többszörösen áthalmozott üledékes kőzeteinek eróziójából származik (BHATIA 1985; BHATIA & CROOK 1986; ROSER & KORSCH 1986). Az üledékes folyamatok hatására számos fő- és nyomelem (Na_2O, K_2O, MgO, CaO, U, Rb stb.) könnyen mobilizálódik, így ezek mennyisége a lehordási terület kőzetösszetételének általános jellemzésére nem alkalmazható (NESBITT & YOUNG 1984, 1989; FEDO et al. 1995; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; ZIMMERMANN & BAHLBURG 2003). Néhány fő-, valamint több nyomelem (pl. Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, Zr, Hf, Th, Nb, Co, Cr, Ni, V, Sn, La–Lu, Y, Sc) abszolút és/vagy relatív mennyisége azonban kiválóan jellemzi a forrásterület kőzeteinek eredő

kémiai összetételét. Ezek hordozó ásványai – a lehordási terület kőzeteire jellemző elemarányokat megőrizve – döntően törmelékes szemcsék formájában szállítódnak és kerülnek az üledékgyűjtőbe (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN & TAYLOR 1991; CULLERS & BERENDSEN 1998; GÖTZE 1998; GAIERO et al. 2004). A Zr, a Nb, a Hf és az Sn mennyisége uralkodóan a nehézásványokhoz köthető, ezért abszolút koncentrációjukat a hidrodinamikai osztályozódás, azaz a nehézásványok frakcionációja szintén befolyásolja (MCLENNAN & TAYLOR 1991; BAULUZ et al. 2000; LE PERA et al. 2000).

A magmás geokémia eredményeit figyelembe véve, a mafikus és az ultramafikus forrásterület a Cr koncentrációjával jellemezhető, amely leggyakrabban az akcesszórikus törmelékes komponensként azonosítható krómspinell mennyiségétől függ. Mafikus lehordási terület a V, a Co és a Ni koncentációjának növekedését is okozza, továbbá a – szintén a kompatibilis elemek közé tartozó – Sc mennyiségét növeli meg a törmelékes kőzetben. Ezekkel ellentétben, az inkompatibilis La, Th és Zr mennyisége a savanyú (felzikus) kőzettörmelékek arányától függ (HISCOTT 1984; DINELLI et al. 1999; BAULUZ et al. 2000; AMOROSI et al. 2002; ZIMMERMANN & BAHLBURG 2003). Ezek az elemek különböző koncentrációban vannak jelen a savanyú vagy bázisos átlagos összetétellel jellemezhető, eltérő lehordási területű üledékanyagban. Számolt hányadosaik (La/Sc, La/Co, Co/Th, Cr/Th, Cr/Zr, Cr/V, Ni/La, La/Th, Th/Sc) megőrzik a forráskőzet genetikai jellegzetességeit, ezért kiválóan alkalmasak a lehordási terület eredő kőzetösszetételének leírására (BHATIA & CROOK 1986; FLOYD et al. 1989; BAULUZ et al. 1995; CULLERS & BERENDSEN 1998).

A sziliciklasztos kőzetek lehordási területének jellemzésére széles körben elterjedt azok kondritra normált ritkaföldfém-eloszlásának összehasonlítása (BHATIA 1985; MCLENNAN 1990; FLOYD et al. 1991; CULLERS 1995; GAIERO et al. 2004; R. VARGA et al. 2004). Általános tapasztalat, hogy a pélitek teljes ritkaföldfémtartalma (ΣRFF) meghaladja a homokkövekben mért koncentrációkat, amely arra utal, hogy a ritkaföldfémeket hordozó ásványok a finomszemcsés frakcióban dúsulnak (MCLENNAN 1989; CULLERS1995; R. VARGA et al. 2004). A ritkaföldfémek frakcionációját a La/Yb és a kondritra normált La_N/Yb_N hányadosok, a könnyű ritkaföldfémek frakcionációját a La/Sm és a La_N/Sm_N, a nehéz ritkaföldfémekét a Gd/Yb és a Gd_N/Yb_N hányadosok segítségével számszerűsíthetjük. Az Eu-anomália mértéke az $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N{}^*Gd_N)^{1/2}$ képlet alapján határozható meg. A Gd_N/Yb^N–Eu/Eu* diagram (MCLENNAN & TAYLOR 1991) segítségével a negatív európium-anomália mértékét (plagioklászok frakcionációja a forrásterületen) ábrázolhatjuk a nehéz ritkaföldfém-eloszlás meredekségének függvényében (WILLAN 2003).

A kontinentális forrásterületű (felső kontinentális kéreg eredetű) törmelékes kőzetek ritkaföldfém-eloszlása az erősen differenciált magmás kőzetekhez hasonló, általános jellemzőjük a könnyű ritkaföldfémek dúsulása és a negatív Eu-anomália (*3b. ábra*). Ezzel ellentétben az aktív vulkáni ívekről származó üledékek és üledékes kőzetek ritkaföldfém-eloszlásában a negatív Eu-anomália értéke nagyon kicsi – egyes esetekben meg sem jelenik – amely a forrásterület magmás kőzeteinek kismértékű differenciációját jelzi. A kontinentális ív és ívmögötti medence forrásterületű törmelékes kőzetek ritkaföldfém-eloszlása átmeneti jelleget mutat a tisztán kontinentális, illetve a döntően szigetív környezetből



7. ábra. Diagramok a lehordási terület jellemzésére. a) Ni–TiO_2 diagram (FLOYD et al. 1989); b) Ce_N–La_N/Yb_N diagram (ALEXANDER et al. 2000) c) Hf–La/Th diagram (FLOYD & LEVERIDGE 1987); d) Y/Ni–Cr/V diagram (HISCOTT 1984; AMOROSI et al. 2002) az ultramafikus (UMF) komponens százalékos arányának félmennyiségi becslésére. A két keveredési görbe szélső tagja az UMF és a gránit (GR) átlagos összetétele, illetve a felső kontinentális kéreg (FKK)

Fig. 7 Provenance discrimination diagrams. a) Ni–TiO_2 diagram (FLOYD et al. 1989); b) Ce_N–La_N/Yb_N diagram (ALEXANDER et al. 2000); c) Hf La/Th diagram (FLOYD & LEVERIDGE 1987); d) Y/Ni–Cr/V plot (HISCOTT 1984; AMOROSI et al. 2002) for semiquantitative estimation of the amount of ultramafic detritus. Two mixing curves are reported, connecting an ultramafic end member (UMF) to granite (GR) and upper continental crust (FKK) end members

származó sziliciklasztos kőzetek kémiai összetétele között (BHATIA 1985; TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989; GAIERO et al. 2004). A ritkaföldfémek eloszlását azonban nagymértékben befolyásolhatja a kőzet karbonáttartalma. Jelentős mennyiségű karbonátcement jellegzetesen kontinetális forrásterület mellett is kialakíthat pozitív Eu-anomáliát (*3b. ábra*), hiszen a karbonátásványok Ca^{2+}-ionjait a Sr^{2+} mellett az Eu^{2+} is helyettesítheti (MCLENNAN 1989; R. VARGA et al. 2004).

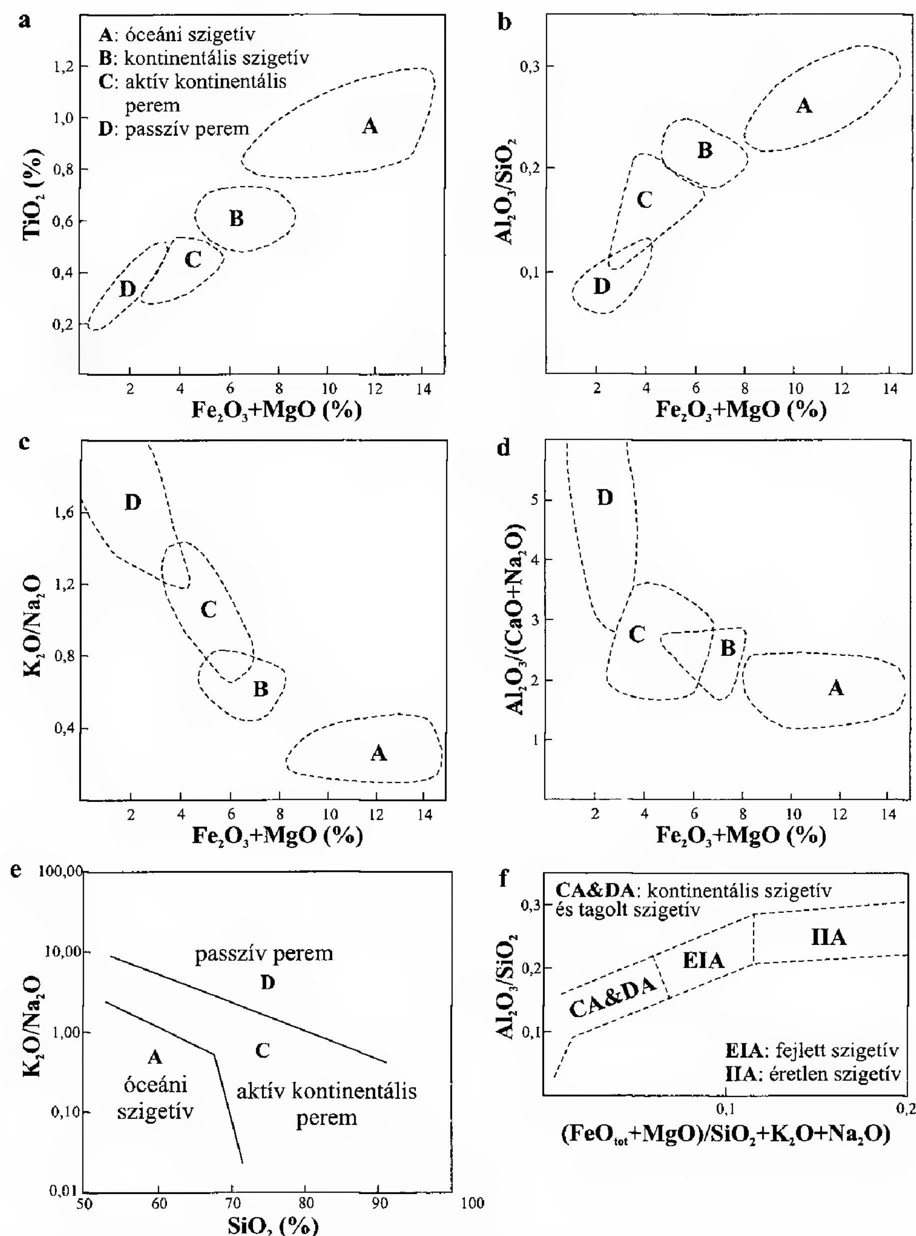
Az immobilis nyomelemek koncentrációviszonyain és meghatározott elem-arányain túl, a forrásterület eredő kőzetösszetételének jellemzésére több diszkriminációs diagram terjedt el. Ezek közül a Ni–TiO_2 diagram (FLOYD et al. 1989) segítségével a savanyú, illetve a bázisos összetételű, magmás eredetű (éretlen) törmelékes kőzetek (homokkövek, grauwackék, pélitek) különíthetők el az érett üledékes kőzetektől (*7a. ábra*). Pélitek vizsgálatakor a ritkaföldfémek

mennyiségére épülő Ce_N–La_N/Yb_N diagram (ALEXANDER et al. 2000) az átmeneti (intermedier) típusú lehordási területen keresztül a mafikus és a kvarcdús forrásterület elkülönítését segíti (*7b. ábra*). Homokkövekre alkalmazva a Hf–La/Th diagram (FLOYD & LEVERIDGE 1987) andezites ív forrásterületet, savanyú ív forrásterületet, továbbá az idős üledékek növekvő részarányával jellemezhető passzív perem forrásterületet különböztet meg (*7c. ábra*). Speciálisan a mafikus, ultramafikus forrásterületről érkező törmelékanyag minőségi és félmennyiségi jellemzésére szolgál az Y/Ni–Cr/V diagram (HISCOTT 1984), amelyben az ultramafikus lehordási területű sziliciklasztos kőzetek kis Y/Ni és nagy Cr/V aránnyal jellemezhetők, ezzel ellentétben a nagyobb Y/Ni és a kisebb Cr/V arány felzikus összetételű kőzetanyagban gazdag forrásterületet jelez (*7d. ábra*). Az értelmezéskor figyelembe kell venni, hogy a krómspinell áthalmozott eredetű is lehet, ezért az ultramafikus forrásterület azonosítására más független módszert is célszerű alkalmazni (MIKES T. szóbeli közlés). Tapasztalatok szerint a Ni és a Cr mennyisége között pozitív lineáris korreláció mutatható ki, ezért a Ni/Al–Mg/Al arányok összehasonlítása szintén eredményesen használható a mafikus törmelékanyagban gazdag forrásterület átlagos összetételének jellemzésére (AMOROSI et al. 2002). A sziliciklasztos kőzetek szemcséi között azonban törmelékes dolomit is előfordulhat (VON EYNATTEN 2003), ezért a Mg/Al hányados alkalmazása megfelelő körültekintést igényel.

A lemeztektonikai helyzet általános jellemzése

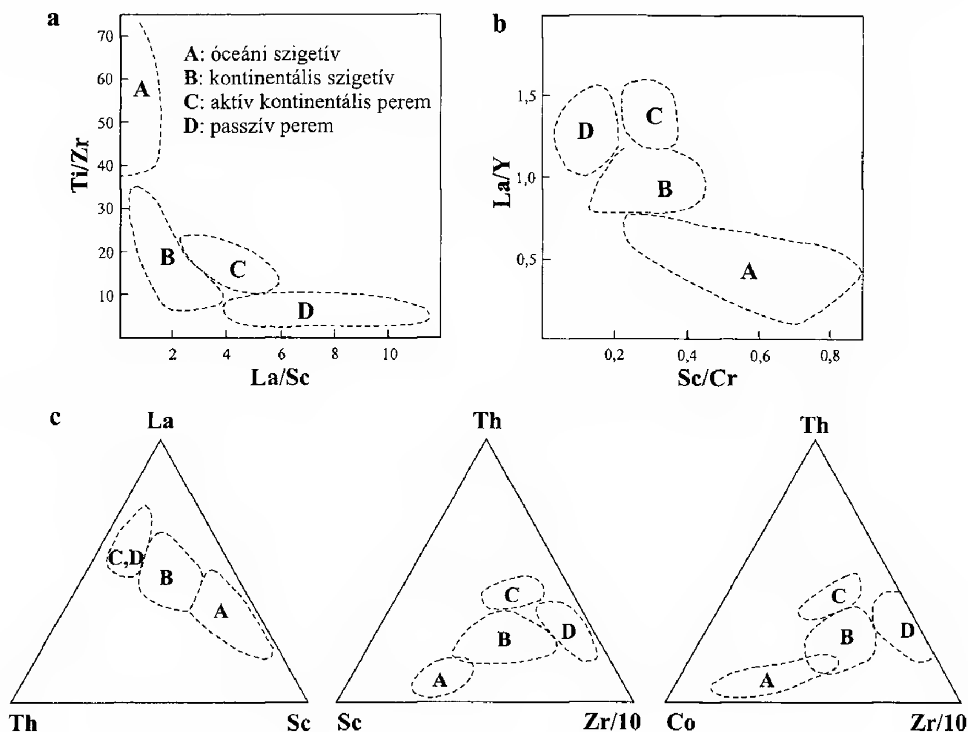
A lehordási terület típusának és az üledékgyűjtő medence lemeztektonikai helyzetének általános jellemzését célozták meg azok a geokémiai adatok felhasználásán alapuló kutatások, amelyek ismert geológiai helyzetű, részletesen tanulmányozott törmelékes rétegsorok kémiai összetétele alapján széles körben alkalmazható diszkriminációs diagramok kidolgozásához vezettek (BHATIA 1983; BHATIA & CROOK 1986; ROSER & KORSCH 1986). Segítségükkel óceáni szigetív, kontinentális szigetív, aktív kontinentális perem és passzív kontinentális perem forrásterülettel és geológiai környezettel jellemezhető kőzeteket különböztethetünk meg (*8a–e.* és *9. ábra*). KIMINAMI et al. (in SUZUKI et al. 2000) alapján az aktív vulkáni ívekhez kapcsolódó homokkövek részletesebb elkülönítését is megvalósíthatjuk: az (FeO_{tot}+MgO)/SiO_2+K_2O+Na_2O–Al_2O_3/SiO_2 diagram a kontinentális szigetív és tagolt szigetív, a fejlett szigetív, továbbá az éretlen szigetív környezetű üledékes képződmények megkülönböztetését teszi lehetővé (*8f. ábra*).

A sziliciklasztos kőzetek (többnyire homokkő és/vagy grauwacke) főelem-összetétele alapján az Fe_2O_3+MgO–TiO_2, az Fe_2O_3+MgO–Al_2O_3/SiO_2, az Fe_2O_3+MgO–K_2O/Na_2O vagy az Fe_2O_3+MgO–Al_2O_3/(CaO+Na_2O) kétváltozós diagramok (BHATIA 1983), valamint a SiO_2–K_2O/Na_2O diagram (ROSER & KORSCH 1986) megszerkesztésével egyszerűen meghatározhatjuk a vizsgált képződmény geológiai környezetét (*8. ábra*). Érdemes azonban megfigyelnünk azt, hogy ezekben a diszkriminációs diagramokban több olyan főelemarány szerepel [pl. K_2O/Na_2O, Al_2O_3/(CaO+Na_2O)], amelyet a kémiai mállás és/vagy a poszteróziós hatások jelentősen módosíthatnak. Ezek a folyamatok döntően a CaO- és a



8. ábra. Diagramok a lemeztektonikai helyzet meghatározására. a–d) kétváltozós főelemdiagramok BHATIA (1983) alapján. A jelölések magyarázata a 8a. ábrán látható; e) SiO_2–K_2O/Na_2O diagram ROSER & KORSCH (1986) alapján; f) homokkövek csoportosítása a $(FeO+MgO)/(SiO_2+K_2O+Na_2O)$–$Al_2O_3/SiO_2$ diagram segítségével SUZUKI et al. (2000) alapján

Fig. 8 Tectonic setting discrimination diagrams. a–d) Binary diagrams using major element composition after BHATIA (1983); e) SiO_2–K_2O/Na_2O diagram after ROSER & KORSCH (1986); f $(FeO+MgO)/(SiO_2+K_2O+Na_2O)$–$Al_2O_3/SiO_2$ diagram for sandstones after SUZUKI et al. (2000). Legend: A = oceanic island arc; B = continental island arc; C = active continental margin; D = passive continental margin; CA&DA continental island arc and dissected island arc; EIA = evolved island arc; IIA = immature island arc



9. ábra. Diagramok a lemeztektonikai helyzet meghatározására BHATIA & CROOK (1986) alapján. a) La/Sc–Ti/Zr diagram; b) Sc/Cr–La/Y diagram; c) háromszögdiagramok a lemeztektonikai helyzet azonosítására. A jelölések magyarázata a *9a. ábrán* látható

Fig. 9 Tectonic setting discrimination diagrams after BHATIA & CROOK (1986). a) La/Sc–Ti/Zr diagram; b) Sc/Cr–La/Y diagram; c) Ternary discrimination diagrams for tectonic settings. Legend: A = oceanic island arc; B = continental island arc; C = active continental margin; D = passive continental margin

Na_2O-koncentrációt csökkentik, ezzel ellentétben a K_2O-koncentráció számos esetben növekedhet. A főelemdiagramok gépies alkalmazásával könnyen téves eredményhez juthatunk, ezért azok értelmezése előtt a mállási viszonyok és a kőzetet ért utólagos hatások tisztázása (l. korábban) feltétlenül szükséges.

Az alkálifémek és az alkáliföldfémek gyakori mobilizációja miatt megbízhatóbb, ha a forrásterület nagytektonikai helyzetének jellemzésére az immobilis nyomelemek koncentrációit használjuk fel. Ezek közül az üledékes geokémiai gyakorlatban BHATIA & CROOK (1986) munkája alapján a La/Sc–Ti/Zr és a Sc/Cr–La/Y diszkriminációs diagramok, valamint a La–Th–Sc, a Th–Sc–Zr/10 és a Th–Co–Zr/10 háromszögdiagramok terjedtek el (*9. ábra*). Ezek a diagramok azonban kis mintaszám mellett, korlátozott földtani környezetből származó geokémiai adatok (kelet-ausztráliai paleozoos turbidit rétegsorhoz tartozó grauwackék) feldolgozásával születtek, ezért a következtetések levonása előtt célszerű a kapott eredményt más, független módszer eredményével összehasonlítani.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány készítésének alapját jelentő geokémiai vizsgálatok a Mecsek és környezetének kutatását megcélzó programokhoz kapcsolódtak. A szerző köszönetét fejezi ki mindazoknak, akik munkája során segítségére voltak, valamint azoknak az alapítványoknak, szervezeteknek és vállalkozásoknak, amelyek 1998-tól kezdődően tudományos munkájának anyagi hátterét biztosították: PRCH Alapítvány Diákok a Tudományért szakalapítvány, KOCH Sándor Alapítvány, OTP Bank Rt. FÁY András Alapítványa, Magyarhoni Földtani Társulat, International Association of Sedimentologists, OTKA T 022938 és T 034924 (témavezető: SZAKMÁNY György), OTKA T 047195 (témavezető: RAUCSIK Béla), ELTE Doktori Iskola Földtan-Geofizika Doktori Program (Kőzettani és Geokémiai Tanszék), MOL Rt., Mecsekérc Környezetvédelmi Rt.

MIKES Tamást és SZAKMÁNY Györgyöt a kézirat gondos, részletekre is kiterjedő lektorálásáért illeti köszönet.

Irodalom – References

ALEXANDER, J. L., BAILEY, E. H. & PICKERING, K. T. 2000: Using Rare Earth Elements as Provenance Indicators in Mudrocks from a Range of Tectonic Settings. – *Journal of Conference Abstracts* **5/2**, p. 134.

ALGEO, T. J. & MAYNARD, B. 2004: Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. – *Chemical Geology* **206**, 289–318.

AMOROSI, A., CENTINEO, M. C., DINELLI, E., LUCCHINI, F. & TATEO, F. 2002: Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. – *Sedimentary Geology* **151**, 273–292.

ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., NAGY, G. & MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.

ASIEDU, D. K., SUZUKI, S. & SHIBATA, T. 2000: Provenance of sandstones from the Wakino Subgroup of the Lower Cretaceous Kanmon Group, northern Kyushu, Japan. – *The Island Arc* **9**, 128–144.

BAULUZ, B., MAYAYO, M. J., FERNANDEZ-NIETO, C. & GONZALEZ LOPEZ, J. M. 1995: Mineralogy and geochemistry of Devonian detrital rocks from the Iberian Range (Spain). – *Clay Minerals* **30**, 381–394.

BAULUZ, B., MAYAYO, M. J., FERNANDEZ-NIETO, C. & GONZALEZ LOPEZ, J. M. 2000: Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. – *Chemical Geology* **168**, 135–150.

BHATIA, M. R. 1983: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. · *Journal of Geology* **91/6**, 611–627.

BHATIA, M. R. 1985: Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. – *Sedimentary Geology* **45**, 97–113.

BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W. 1986: Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **92**, 181–193.

BRUGEL, A., DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & BALOGH, K. 2003: Geochemistry and geochronology of gneiss pebbles from foreland molasse conglomerates; geodynamic and paleogeographic implications for the Oligo-Miocene evolution of the Eastern Alps. – *Journal of Geology* **111/5**, 543–563.

CLARKE, F. W. 1924: The data of geochemistry. – USGS Bulletin 770.

CONDIE, K. C. 1993: Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. – *Chemical Geology* **104**, 1–37.

COX, R., LOWE, D. R. & CULLERS, R. L. 1995: The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/14**, 2919–2940.

CULLERS, R. L. 1995: The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. – *Chemical Geology* **123**, 107–131.

CULLERS, R. L. 2000: The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. – *Lithos* **51**, 181–203.

CULLERS, R. L. & BERENDSEN, P. 1998: The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent Rift System, U.S.A. – *European Journal of Mineralogy* **10**, 987–1002.

DEAN, W. E. & ARTHUR, M. A. 1989: Iron–sulfur–carbon relationships in organic-carbon-rich sequences: I. Cretaceous Western Interior Seaway. – *American Journal of Science* **289**, 708–743.

DICKINSON, W. R. 1970: Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. – *Journal of Sedimentary Petrology* **40/2**, 695–707.

DINELLI, E., LUCCHINI, F., MORDENTI, A. & PAGANELLI, L. 1999: Geochemistry of Oligocene–Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. – *Sedimentary Geology* **127**, 193–207.

DYPVIK, H. & HARRIS, N. B. 2001: Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. – *Chemical Geology* **181**, 131–146.

FEDO, C. M., ERIKSSON, K. A. & KROGSTAD, E. J. 1996: Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabve: Implications for provenance and source-area weathering. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/10**, 1751–1763.

FEDO, C. M., NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. 1995: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. – *Geology* **23/10**, 921–924.

FLOYD, P. A. & LEVERIDGE, B. E. 1987: Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. – *Journal of Geological Society London* **144**, 531–542.

FLOYD, P. A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B. E. & FRANKE, W. 1991: Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. – In: MORTON, A. C., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies – *Geological Society Special Publications* **57**, 173–188.

FLOYD, P. A., WINCHESTER, J. A. & PARK, R. G. 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. – *Precambrian Research* **45**, 203–214.

FOLK, R. L. 1968: Petrology of sedimentary rocks. – Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.

GAIERO, D. M., DEPETRIS, P. J., PROBST, J., BIDART, S. M. & LELEYTER, L. 2004: The signature of river and wind-borne materials exported from Patagonia to the southern latitudes: a view from REEs and implications for paleoclimatic interpretations. – *Earth and Planetary Science Letters* **219**, 357–376.

GAILLARDET, J., DUPRE, B. & ALLEGRE, C. J. 1999: Geochemistry of large river suspended sediments: Silicate weathering or recycling tracer? – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63/23–24**, 4037–4051.

GARVER, J. I. & SCOTT, T. J. 1995: Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. – *GSA Bulletin* **107/4**, 440–453.

GOTZE, J. 1998: Geochemistry and provenance of the Altendorf feldspathic sandstone in the Middle Bunter of the Thuringian basin (Germany). – *Chemical Geology* **150**, 43–61.

GROMET, L. P., DYMEK, R. F., HASKIN, L. A. & KOROTEV, R. L. 1984: The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 2469–2482.

HARNOIS, L. 1988: The CIW index: A new chemical index of weathering – *Sedimentary Geology* **55**, 319–322.

HASSAN, S., ISHIGA, H., ROSER, B. P., DOZEN, K. & NAKA, T. 1999: Geochemistry of Permian–Triassic shales in the Salt Range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. – *Chemical Geology* **158**, 293–314.

HERRON, M. M. 1988: Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. – *Journal of Sedimentary Petrology* **58/5**, 820–829.

HISCOTT, R. N. 1984: Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace-element evidence. – *GSA Bulletin* **95**, 1261–1267.

HOFMANN, A., BOLHAR, R., DIRKS, P. & JELSMA, H. 2003: The geochemistry of archaean shales derived from a mafic volcanic sequence, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: provenance, source area unroofing and submarine versus subaerial weathering. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67/3**, 421–440.

HOFMANN, P., RICKEN, W., SCHWARK, L. & LEYTHAUSER, D. 2000: Carbon-sulfur-iron relationships and $\delta^{13}C$ of organic matter for late Albian sedimentary rocks from the North Atlantic Ocean: paleoceanographic implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **163**, 97–113.

LEE, Y. I. 2002: Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic – early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. – *Sedimentary Geology* **149**, 219–235.

LE PERA, E., MONGELLI, G., MORELLI, F. & CRITELLI, S. 2000: Petrographical and geochemical signature of provenance in modern sediments from the Tyrrhenian continental shelf, Calabria, Italy. – *Giornale di Geologia, Serie* **3a 62**, 37–55.

MCCANN, T. 1991: Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin. – In: MORTON, A. C., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies, *Geological Society Special Publications* **57**, 215–230.

MCLENNAN, S. M. 1989: Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. – In: LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (Eds): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. – *Reviews in Mineralogy* **21**, 169–200.

MCLENNAN, S. M. 2001: Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, 2000GC000109, 24 p.

MCLENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. 1991: Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. – *Journal of Geology* **99/1**, 1–21.

MCLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., MCCULLOGH, M. T. & MAYNARD, J. B. 1990: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 2015–2050.

MILODOWSKI, A. E. & ZALASIEWITZ, J. A. 1991: Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from Central Wales. – In: MORTON, A. C., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies, *Geological Society Special Publications* **57**, 101–124.

MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L. F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. – *Sedimentology* **47**, Supplement 1, 95–120.

MORTON, A. C. 1982: The provenance and diagenesis of Palaeogene sandstones of southeast England as indicated by heavy mineral analysis. – *Proceedings of the Geologists´ Association* **93**, 263–274.

MURRAY, R. W., & LEINEN, M. 1996: Scavenged excess aluminium and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 3869–3878.

MURRAY, R. W., LEINEN, M. & ISEM, A. R. 1993: Biogenic flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific Ocean. Evidence for increased productivity during glacial periods. – *Paleoceanography* **8**, 651–670.

NANCE, W. B. & TAYLOR, S. R. 1976: Rare earth patterns and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**, 1539–1551.

NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. 1982: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – *Nature* **299**, 715–717.

NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. 1984: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1523–1534.

NESBITT, H. W. & YOUNG, G. M. 1989: Formation and diagenesis of weathering profiles. – *Journal of Geology* **97**, 129–147.

NESBITT, H. W., MARKOVICS, G. & PRICE, R. C. 1980: Chemical processes affecting alkalines and alkaline earths during continental weathering. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1659–1666.

NODA, A., TAKEUCHI, M. & ADACHI, M. 2004: Provenance of the Murihiku Terrane, New Zealand: evidence from the Jurassic conglomerates and sandstones in Southland. – *Sedimentary Geology* **164**, 203–222.

Patočka, F., Otava, J. & Maštera, L. 1994: Geochemistry of Clastic Sediments of the Andìlská Hora Formation (Jeseníky Mountains, Culm Facies, Bohemian Massif): Implications for the Source Area Nature. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **137/2**, 319–330.

Pearce, T. J. & Jarvis, I. 1995: High-resolution chemostratigraphy of Quaternary distal turbidites: a case study of new methods for the analysis and correlation of barren sequences. – In: Dunay, R. E. & Hailwood, E. A. (Eds.): Non-biostratigraphical methods of dating and correlation, *Geological Society Special Publications* **89**, 107–143.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972: Sand and Sandstone. – Springer-Verlag, New York, 618 p.

Pettijohn, F. J. 1975: Sedimentary rocks. – Harper & Row, New York, 628 p.

Preston, J., Hartley, A., Hole, M., Buck, S., Bond, J., Mange, M. & Still, J. 1998: Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies: aids to the correlation of continental red-bed reservoirs in the Beryl Field, UK North Sea. – *Petroleum Geoscience* **4**, 7–16.

Rachold, V. & Brumsack, H-J. 2001: Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **174**, 121–143.

Raiswell, R., Buckley, F., Berner, R. A. & Anderson, T. F. 1988: Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. – *Journal of Sedimentary Petrology* **58**, 812–819.

Raucsik, B., Szabó, Gy. & Borbély-Kiss, I. 1998: Geochemical study on a limestone/marlstone alternation, Bajocian, Mecsek Mountains, Southern Transdanubia, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **39**, 107–138.

Raucsik, B., Demény, A., Borbély-Kiss, I. & Szabó, Gy. 2001: Monsoon–like climate during the Bajocian. Clay mineralogical and geochemical study on a limestone/marl alternation (Komló Calcareous Marl Formation, Mecsek Mountains, Southern Hungary). – *Hantkeniana* **3**, 149–176.

Rimmer, S. M. 2004: Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). – *Chemical Geology* **206**, 373–391.

Ronov, A. B. & Migdisov, A. A. 1971: Geochemical history of the crystalline basement and sedimentary cover of the Russian and North American platforms. – *Sedimentology* **16**, 137–185.

Roser, B. P. & Korsch, R. J. 1986: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. – *Journal of Geology* **94**, 635–650.

R. Varga, A. & Szakmány, Gy. 2004: Geochemistry and provenance of the Upper Carboniferous sandstones from borehole Diósviszló–3 (Téseny Sandstone Formation, SW Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/2** (in press)

R. Varga, A., Szakmány, Gy., Józsa, S. & Máthé, Z. 2003: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian–Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) – summarized results. – *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 95–113.

R. Varga A., Raucsik B. & Szakmány Gy. 2004: A Siklósbodony Sb–1 mélyfúrás feltételezett karbon–perm határképződményeinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. – *Földtani Közlöny* **134/3**, 321–343.

R. Varga A., Szakmány Gy., Raucsik B. & Máthé Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **48/1**, 49–68.

Schultz, R. B. & Rimmer, S. M. 2004: Geochemistry of organic-rich shales: new perspectives, Editoral. – *Chemical Geology* **206**, 163–165.

Sinha, K., Wayne, D. M. & Hewitt, D. A. 1992: The hydrothermal stability of zircon: Preliminary experimental and isotopic studies. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56/9**, 3551–3560.

Suzuki, S., Takemura, S., Yumul, G. P., David, S. D. & Asiedu, D. K. 2000: Composition and provenance of the Upper Cretaceous to Eocene sandstones in Central Palawan, Philippines: Constraints on the tectonic development of Palawan. – *The Island Arc* **9**, 611–626.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. – Blackwell Scientific Publications LTD, 312 p.

Turekian, K. K. & Wedepohl, K. H. 1961: Distribution of elements in some major units of the Earth's crust. – *GSA Bulletin* **72**, 175–192.

van de Kamp, P. C. & Leake, B. E. 1996: Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic–Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. – *Chemical Geology* **133**, 89–124.

VARGA A. 2002: A dél-dunántúli felső-karbon homokkövek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. – Diplomadolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 104 p.

VARGA A., SZAKMÁNY GY., JÓZSA S. & MÁTHÉ Z. 2001: A nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainak és a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek petrográfiai és geokémiai összehasonlítása. – *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 11–36.

VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY., HARTYÁNI ZS., SZILÁGYI V. & HORVÁTH T. 2002: Mállási indexek összehasonlítása: a kémiai mállás hatása törmelékes kőzetek ásványos összetételére. – *Magyar Kémiai Folyóirat* **108/9**, 387–396.

VON EYNATTEN, H. 2003: Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. – *Sedimentology* **50/4**, 703–724.

WEAER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. – Elsevier, Amsterdam, 819 p.

WEDEPOHL, K. H. 1995: The composition of the continental crust. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/7**, 1217–1232.

WILLAN, R. C. R. 2003: Provenance of Triassic–Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: implications for terrane models during Gondwana breakup. – *Journal of Sedimentary Research* **73/6**, 1062–1077.

WIMMENAUER, W. 1984: Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. – *Fortschritte in Mineralogie, Beihäfte* **62**, 69–86.

WRONKIEWICZ, D. J. & CONDIE, K. C. 1987: Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2401–2416.

ZIMMERMANN, U. & BAHLBURG, H. 2003: Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. – *Sedimentology* **50/6**, 1079–1104.

Kézirat beérkezett: 2005. 03. 02.

Földtani Közlöny 135/3, 459–478. (2005) Budapest

Tanulmányok Erdély földtanából

A Székelyföld érctelepei

Ore deposits in Seclerland

Zăcămintele Ţinutului Secuiesc

JAKAB Gyula[1] – LACZKÓ Attila-Albert[2] – ZÓLYA Éva Gabriella[3], ZÓLYA László András[3], PÁL-MOLNÁR Elemér[4], ZAKARIÁS László[5],

(7 ábra)

Tárgyszavak: ércesedés; szulfidok; arany-ezüst; polimetallikus; hidrotermális; sziderit; higany.

Keywords: mineralizations; sulphide; gold-silver; polymetallic; hydrothermal; siderite; mercury.

Cuvinte cheie: mineralizaţii; sulfuri; aur-argint; polimetalic; hidrotermal; siderit; mercur.

Összefoglaló

A Székelyföld érces és nemérces ásványtelepeinek a megismerésére, kutatására és adatfeldolgozására vonatkozó írásos dokumentumokat a XVI. század utolsó évtizedétől ismerünk. A már ismert telepek rendszeres és tudományos kutatása és feltárása a XX. század közepén kezdődött és az 1970–1980-as években érte el tetőpontját.

Székelyföldre igen változatos földtani képződmények jellemzőek, ezért az ezekhez kapcsolódó ércesedések/ásványosodások nagyon változatosak. A nyersanyagok kitermelése mára gazdaságtalanná vált. A fellelhető irodalmi munkák alapján dolgozatunk rövid áttekintést ad e vidék érctelepeiről.

A Székelyföld ásványtelepei a Ditrói alkáli masszívumhoz, a mezozoos-kristályos övhöz és a neogén–kvarter mészalkáli vulkanizmushoz kötődnek.

A Ditrói alkáli masszívum ércesedései/ásványosodásai a következők: dioritokhoz és hornblenditekhez (Tarnicai Komplexum, PÁL-MOLNÁR 2000) kötődő Fe-Ti-P-(V-Ta) ércesedés; vörösszienitek hintett ércesedése (Zr, RF, Th, Ti, Nb); stockwerk típusú Mo-ércesedés; orotvai (jolotcai) típusú teléres Mo-ércesedés bázisos és ultrabázisos kőzetekben; békényi típusú ércesedések a tölgyesi sorozat epimetamorf kristályos paláiban (Pb, Zn, Mo, Th, Ti, Nb, RF), amelyek genetikailag a Ditrói alkáli masszívumhoz kapcsolódnak.

A mezozoos-kristályos öv ércesedései/ásványosodásai a Békény-, Csanód- és Sötétputna-patak vidékén kialakult vulkáni-üledékes ércesedések (Cu és Cu-Pb-Zn) — amelyek a tölgyesi epimetamorf

[1]BBTE Kolozsvár, Földrajz Kar, A Turizmus Földrajza Kollégium,– Gyergyószentmiklós, Csíki Kert, Hargita megye, Románia1, drjakabgy@yahoo.com
[2]530100 Csíkszereda, Szabadságtér 8/17, Hargita megye, Románia, laczkoati@yahoo.com
[3]530170 Csíkszereda, Tudor Vladimirescu u. 21/22, Hargita megye, Románia, ezolya@nextra.ro
[4]SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H-6721 Szeged, Egyetem u. 2-6., palm@geo.u-szeged.hu
[5]SC"Geolex"SA, 530145 Csíkszereda, Hargita u. 70/B, Hargita megye, Romania, geolex@nextra.ro

kristályos sorozathoz kötődnek — a balánbányai ércesedés (Cu, Cu-Pb-Zn ± Au) a Baláni-egység tölgyesi sorozatából, a Gyergyóholló és Gyergyótölgyes vidéki tóriumos paltini típusú ércesedés (részben hidrotermás, részben metaszomatikus) és a Hărlăgia- és a Huruba-patak vidékén kialakult polimetallikus ércesedések (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), amelyek szintén a tölgyesi epimetamorf sorozatban találhatók.

A Kelemen–Görgény–Hargita hegyvonulat neogén–kvarter mészalkáli vulkanizmusához hidrotermális ércesedés/ásványosodás kötődik. Ezek közül a legjelentősebb a gödemesterházai (Kelemen-havasok déli része) Au-Ag és polimetallikus ércesedés, a Lövéte–Szentegyháza–Kiruly és Csíkmadaras közelében található sziderítelőfordulások (az ősdomborzat felszíne és az ezt fedő vulkanoklaszt összlet határán), az Ivó–Kokojzás vulkáni szerkezethez kötődő hintett rézérces típusú ércesedés (Cu, Mo±Au) és az erre utólagosan rátevődő alacsony hőmérsékletű hidrotermális Hg-As-Sb és Au, Ag-Cu-Pb-Zn ércesedés, és végül a csíkszentimrei Büdösfürdőn feltárt cinnabaritos ércesedés (Lucs–Láz vulkáni szerkezet — Dél-Hargita).

A Székelyföld ásványtani különlegességei a Kovászna község közelében található Hankó- patak völgyében kialakult aragonit, auripigment, realgár és terméskén, a Kakukk-kráter (Dél-Hargita) területén található vascsillám (szpekularit) és a Vargyasi vulkáni szerkezetben kialakult hidrotermális elváltozási övhöz kötődő zunyit.

Abstract

The earliest written documents about the prospecting and mining of metalliferous and non-metalliferous mineral deposits in the Seclerland region date back as far as the last decade of the 16th century. Their regular and scientifically founded exploration was started in the 20th century with apogee in 1970–1980.

The region is characterized by the large number of mineralizations bound to various geological formations, the majority of which, however, is of rather low grade of point of view of economy. The main aim of this paper is to present the main metalliferous mineralizations of this area.

Mineral depositsm of Seclerland are linked to the Alkaline Massif of Ditrău, to the Crystalline-Mesozoic Zone of East Carpathians and to the Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanism (Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain).

The ore deposits of the Alkaline Massif of Ditrău are as follows: the Fe-Ti-P-(V-Ta) mineralization (the Tarniţa Complex, PÁL-MOLNÁR 2000), which is related to mafic and ultramafic rocks (diorite, hornblendite); the impregnation-type Zr-REE-Th-Ti-Nb mineralization of the red-coloured syenite; a stockwerk-type Mo-mineralization: a vein-type Mo-mineralization (Orotva/Jolotca-type mineralization); a vein mineralization which is called "Békény-type" (Pb, Zn, Mo, Th, Ti, Nb, REE), occurred in the exo-contact zone of the SE and NE sectors of the Alkaline Massif of Ditrău, in epimetamorphic Tölgyes/Tulgheş crystalline schists.

The ore deposit of the Crystalline–Mesozoic Zone of East Carpathians are the volcano-sedimentary Cu and Cu-Pb-Zn mineralization, situated in the Békény (Belcina), Csanod (Cianod) and Sötétputna (Putna Întunecoasa) brooks (bound to the epimetamorphic Tölgyes/Tulgheş Lithogrup of the Eastern Carpathians), the Cu, Cu-Pb-Zn ± Au mineralizations of Balánbánya (Bălan) situated also in the epimetamorphic Tölgyes/Tulgheş Series of the Eastern Carpathians, the Th-bearing Paltin-type mineralizations in the area of Gyergyóholló (Corbu) and Gyergyótölgyes (Tulgheş) (partially hydrothermal and partially metasomatic origin) and the polymetallic mineralization in the Hărlăgia–Huruba brook (situated also in the epimetamorphic Tölgyes/Tulgheş Series of the Eastern Carpathians).

To the Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanism (Călimani Gurghiu–Harghita volcanic chain) is associated hydrothermal ore deposits. From these the moust important mineralizations are the polymetallic and Au-Ag mineralization of the Gödemesterháza (Stânceni) – Călimani Mountain's, the siderite ore from Lövéte–Szentegyháza–Kiruly (Lueta–Vlăhiţa–Chirui) and Csíkmadaras (Mădăraş-Ciuc) situated between the paleorelief and volcanoclastic formation (distal facies), the "porphyry copper" mineralization (Cu, Mo ± Au) in the Ivó–Kokojzás (Ivo–Cocoizaş) volcanic structure and the epithermal mineralization with Hg-As-Sb and Au-Ag-Cu-Pb-Zn bearing minerals, and finally the mercury-bearing mineralization on the Csíkszentimrei Büdösfürdő in the Lucs-Láz volcanic structure from South Harghita Mountains (Sântimbru-Băi–Luci-Laz).

Mineralogical curiosities of the region are as follows: the aragonite-orpiment-realgar-native sulphur mineral assemblage in the valley of Hankó brook at Kovászna village; specularite (iron-bearing mica) at Kakkuk crater (Cucu crater) in the South Harghita Mountains; the zunyite at the Vargyas (Vârghiş) volcanic structures.

Abstract

Cunoaşterea, cercetarea şi prelucrarea zăcămintelor metalifere şi nemetalifere în zona Ţinutului Secuiesc este certificată prin documente scrise începând din ultimele decenii ale secolului al XVI-lea. Cercetarea sistematică şi ştinţiifică a zăcămintelor existente a început din a doua jumătate a secolului XX şi a ajuns la apogeu în anii 1970–1980.

Geologia regiunii este dată de formaţiuni geologice diferite (vulcanite, formaţiuni metamorfice şi sedimentare), ca urmare zona Ţinutului Secuiesc este caracterizată de o multitudine de mineralizaţii/ zăcăminte care se leagă genetic de aceste formaţiuni geologice. Lucrarea de faţă îşi propune să prezinte pe scurt mineralizaţiile/zăcămintele metalifere cele mai importante ale acestei zone.

Mineralizaţiile/zăcămintele cele mai însemnate din Ţinutului Secuiesc se leagă genetic de Masivul Alcalin de la Ditrău, de zona cristalino-mezozoică şi de vulcanismul calco-alcalin de vârstă neogen-cuaternară.

Mineralizaţiile care se leagă de Masivul Alcalin de la Ditrău sunt următoarele: mineralizaţia de Fe-Ti-P-(V-Ta) (Complexul Tarniţa, PÁL-MOLNÁR 2000), cantonată în roci bazice şi ultrabazice (diorite şi hornblendite); mineralizaţia de impregnaţie a sienitelor roşii (Zr, TR, Th, Ti, Nb); mineralizaţia de Mo, tip stockwerk; mineralizaţia de Mo din roci bazice şi ultrabazice, tip Jolotca; mineralizaţia filoniană de tip Békény (Pb, Zn, Mo, Th, Ti, Nb, TR), localizată în exteriorul contactului sud-estic şi nord-estic al Masivului Alcalin de la Ditrău, în şisturile cristaline epimetamorfice ale litogrupului de Tulgheş, genetic legându-se de masiv.

Mineralizaţiile mai importante din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, se găsesc în zona pârâurilor Belcina, Cianod şi Putna Întunecoasa (mineralizaţia polimetalică de Cu sau Cu-Pb-Zn, geneză vulcanogen-sedimentară, cantonată în cristalinul epimetamorfic ale litogrupului de Tulgheş), la Bălan (mineralizaţii polimetalice de Cu, Cu-Pb-Zn±Au, situată în Unitatea de Bălan, litogrupul de Tulgheş), la Corbu şi Tulgheş (mineralizaţie de toriu de tip Paltin, cu geneză parţial hidrotermală, parţial metasomatică) şi în zona pârâurilor Hărlăgia şi Huruba (mineralizaţie polimetalică de Cu, Pb, Zn, Au, Ag, care este cantonată tot în seria epimetamorfică Tulgheş).

Legat de vulcanismul neogen-cuaternar din munţii Călimani–Gurghiu–Harghita putem aminti mineralizaţii legate de activităţile soluţiilor hidrotermale. Dintre aceste mineralizaţii cele mai importante sunt mineralizaţia de Au-Ag şi polimetalică de la Stânceni (munţii Călimani de Sud), mineralizaţia de fier (siderit) de la Lueta–Vlăhiţa–Chirui şi Mădăraş-Ciuc (formată la limita între paleorelief şi depozitele vulcanoclastice ale munţilor Harghita — facies distal), mineralizaţia de tip "porphyry copper" din structura vulcanică Ivo–Cocoizaş - Cu, Mo ± Au - şi mineralizaţia filoniană epitermală de Hg-As-Sb şi Au, Ag-Cu-Pb-Zn, care se suprapune peste tipul anterior) şi în final, mineralizaţia cinabriferă de la Sântimbru-Băi, din structura vulcanică Luci-Lazu (munţii Harghita de Sud).

Curiozităţile mineralogice din zona prezentată sunt parageneza aragonit-realgar-auripigment-sulf nativ în apropierea comunei Covasna, hematitul (specularit) din craterul Cucu (munţii Harghita de Sud) şi zunyitul din structura vulcanică Vârghiş (munţii Harghita de Nord).

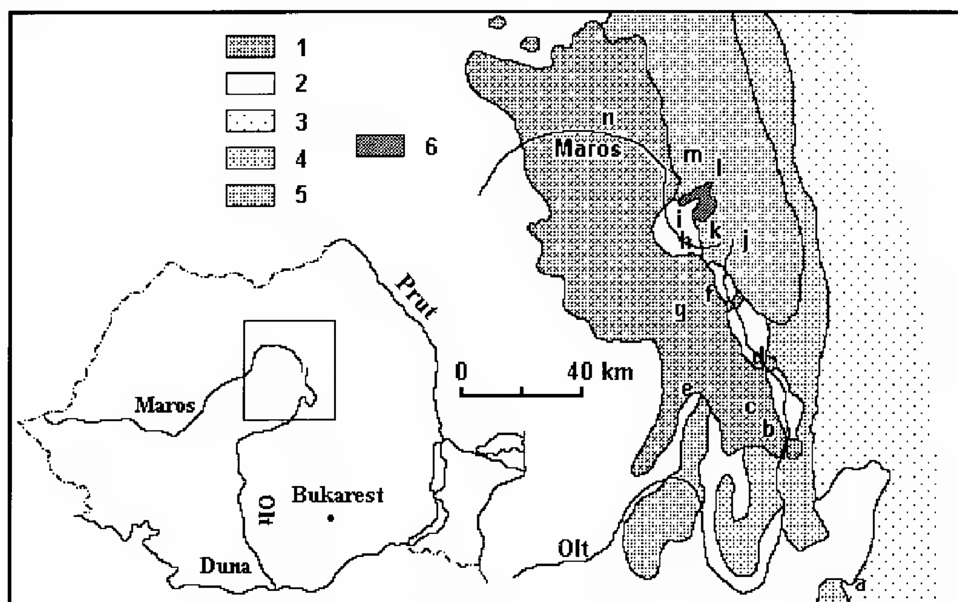
Bevezető

Székelyföldön már a XVI. század közepe táján megindult a vasérc „felkutatása", bányászata és felhasználása. A legtöbb nyom a vasbányászat és vasolvasztás területéről Csíkmadaras, Csíkdánfalva, Csíkszentdomokos, Madéfalva, Csíkszereda, Csíkszentkirály, valamint a Kishomoród mentéről (például Kirulyból) maradt ránk.

Az erdővidéki vashámorok későbbi telepítésűek, de annál híresebbek. Erdőfüle, Székelyszáldobos, Bardóc, Bacon, Bodvaly, Bibarcfalva stb. csak néhány

azok közül a székelyföldi falvak közül, amelyeknek határában működő vasolvasztók jelenlétét írott dokumentumok bizonyítják (BÁNYAI 1957).

A Székelyföldön a vasércelőhelyek fémtartalma szegényes. „7 lóterű kőből lészen egy mázsa vas" írja egy korabeli tájékoztató 1821-ből (VAJDA 1983). Kezdetben valószínű, hogy az ércet a felszínről, patakmedrekből, szántásokról gyűjtötték össze. Ezek voltak a „vaskövek", tulajdonképpen különböző nagyságú sziderit- és limonitkonkréciók. Később már kisebb felszíni munkálatokat, „kitermelő aknákat" is ástak, amelyek 10 méternél mélyebb fejtések voltak. Jellegzetes példa erre a csíkkarcfalvi „Kőhordó" nevű dűlő. Ezek a vasdúsulások valószínűleg hajdani ásványvíz források körül kicsapódás útján lerakódott „ércek".



1. ábra. A székelyföldi érctelepek helyszínrajza (KRÄUTNER & BINDEA nyomán 1995). 1. neogén-kvarter vulkanizmus – Kelemen Görgényi–Hargita hegyvonulat; 2. poszt-tektonikus fedőrétegek; 3. Moldavidák (flis övezet); 4. Civcin–Severin rift és az ehhez társuló flis egységek – Külső-Dacidák; 5. Geta–Bukovinai-egység – Középső-Dacidák; 6. Ditrói alkáli masszívum. a. Kovászna; b. Kakukk-hegy; c. Csíkszentimre-Büdösfürdő; d. Csíkszereda; e. Lövéte–Szentegyháza–Kiruly; f. Csíkmadaras; g. Ivó–Kokojzás-kráter; h. Gyergyószentmiklós; i. Ditró; j. Balánbánya; k. Békény-patak; l. Gyergyóholló–Tölgyes; m. Hărlăgia–Huruba; n. Gödemesterháza.

Fig. 1 Localization map of ore deposits from Székelyland (from KRÄUTNER *&* BINDEA *1995). 1 Neogene–Quaternary volcanics – the Călimani–Gurghiu–Harghita mountains; 2 post-tectonic covers; 3 Moldavides - flysch units; 4 Civcyn–Severin rift and relatet flysch units - External Dacides; 5 Bucovino–Getic units - Median Dacides; 6 alkaline Massif of Ditrău. a. Covasna; b. Muntele Cucu; c. Sântimbru-Băi; d. Miercurea Ciuc; e. Lueta-Vlăhiţa-Chirui; f. Mădăraş Ciuc; g. Ivo–Cocoizaş crater; h. Gheorgheni; i. Ditrău; j. Bălan; k. Pârâul Belcina; l. Corbu–Tulgheş; m. Hărlăgia–Huruba; n. Stânceni.*

Fig. 1 Localizarea zăcămintelor Ţinutului Secuiesc (după KRÄUTNER *&* BINDEA *1995). 1 vulcanite neogen-cuaternare – munţii Călimani–Gurghiu–Harghita; 2 cuverturi post-tectonice; 3 Moldavide – fliş; 4 riftul Civcin–Severin şi unităţile de fliş asociate - Dacidele externe; 5 Unităţile bucovino-getice - Dacidele mediane; 6 Masivul Alkalin de la Ditrău. a. Covasna; b. Muntele Cucu; c. Sântimbru-Băi; d. Miercurea Ciuc; e. Lueta–Vlăhiţa–Chirui; f. Mădăraş Ciuc; g. Ivo–Cocoizaş crater; h. Gheorgheni; i. Ditrău; j. Bălan; k. Pârâul Belcina; l. Corbu-Tulgheş; m. Hărlăgia-Huruba; n. Stânceni.*

A legjelentősebb vasércbányászat és vaskohászat Lövétén és Szentegyházasfaluban (Szentkeresztbánya – Vlahiţa) alakult ki, ahol a felszínről elérhető ércek feldolgozása után a mélyművelésű bányák a vulkáni törmelékes kőzetekben több szinten képződött különböző méretű szideritlencsék kitermelésével egészen az 1990-es évekig „eltartották" a kohókat.

A balánbányai rézbányászat feltehetőleg az 1790-es években kezdődőtt. A kitermelés napjainkban is folyik.

A Székelyföldön az 1930-as évektől kezdődően egészen az 1990-es évek elejéig különböző intenzitással folytak kutatások a hasznosítható ásványi nyersanyagok után. A kutatások által feltárt érctelepeket az alábbiakban ismertetjük (*1. ábra*).

A Ditrói alkáli masszívumhoz kötődő ércesedések/ásványosodások

A Ditrói alkáli masszívum (DAM) a Gyergyói-havasok (Munţii Ghiurghiului) D-i, DNy-i részét képezi. Felszínen látható részének átmérője ÉNy–DK irányban 19 km, DNy–ÉK irányban 14 km. Területe, a határzónákkal együtt kb. 225 km^2. A DAM a Kelemen-Görgény-Hargita neogén–kvarter mészalkáli vulkáni övtől K-re, a Bukovinai-takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. A masszívumot részben a vulkáni ív andezites piroklasztitjai és lávafolyásai, részben a Gyergyói-, és az Orotvai-medence pliocén–pleisztocén üledékei fedik. Közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg. Szerkezetileg a Bukovinai-takaróhoz tartozik, annak négy prekambriumi, alsó-paleozoos litológiai egységével érintkezik. A masszívum petrográfiailag nagyon változatos. Több magmás kőzettípus és a hazai, valamint a nemzetközi szakirodalomban meghonosodott (ma már ugyan az IUGS által nem javasolt) magmás kőzetnév (ditroit, orotvit, ditró-essexit) locus typicusa.

A Tarnicai Komplexum Fe-Ti-P - (V-Ta) ércesedései

Az ércesedések a Tarnicai Komplexum (PÁL-MOLNÁR 2000) bázikus és ultrabázikus kőzeteiben (dioritok, hornblenditek) mint „hasznos" járulékos ásványok találhatók (KRÄUTNER & BINDEA 1995; JAKAB 1998; PÁL-MOLNÁR 2000). A hintett ércesedés kora egyidejű a befogadó kőzet triász korával (PÁL-MOLNÁR 2000).

A komplexum jellemző ásványtársulása az enyhén vanádiumtartalmú magnetit, ilmenit, apatit és titanit. A 0,03–3,00 mm-es idiomorf kristályokként vagy kristályhalmazokként megjelenő magnetit a kőzetben 6-9 tf%-os arányban, általában amfibolokban, piroxénekben, epidotban, földpátokban és titanitban zárványként fordul elő. Vanádiumtartalma kb. 0,1–0,5%-os. Az ilmenit a magnetithez hasonlóan jelenik meg, többnyire a magnetit és a titanit társaságában. A kőzet ilmenittartalma 1-2 tf%-os. Alárendelten (~0,1tf%) az ilmenorutil is jellemző. Az apatit 0,03–0,10 mm-es, legfeljebb 1-2 mm-es méretben szintén járulékos ásvány. A kőzetek apatit-tartalma 3,0–4,5 tf%-os. A titanit 1-3 mm-es ritkán 10 mm-es jól fejlett kristályokként fordul elő. Az elemzések a titanitban 11 009 g/t Nb és 14 113 g/t ritka földfémet mutatnak ki (BUTUCESCU et al. 1983 in JAKAB 1998; CONSTANTINESCU & ANASTASIU 2004). A Ditrói alkáli masszívum összes ásványai közül a titanitban található a legmagasabb Ta-tartalom (kb. 1005 g/t).

A nefelinszienitekhez köthető ritkaföldfémes ércesedések

Ez a típusú ércesedés a Ditrói alkáli masszívum délnyugati részére jellemző, a Csinód-patak forrásvidékén, Gyergyószárhegy (Lăzarea) határában (JAKAB 1998). Az ércek eredet és megjelenés szerint a vörös színű alkáli-földpátos nefelinszienitekhez kapcsolódnak. Az anomáliásan dúsult elemek a Zr, ritka földfémek, Th, Ti, és Nb. Az ércesedés eredete a kőzetekéhez hasonlóan magmás.

Az ércek jellegzetes ásványtársulása a következő: zirkon, allanit, monazit, titanit, xenotim, ilmenit, ilmenorutil (JAKAB 1998; CONSTANTINESCU & ANASTASIU 2004). A cirkon dúsulása a kőzetben, helyenként meghaladja a 7 tf%-ot. A zirkonelemzések átlagosan 25 009 g/t ritka földfém- és 15 109 g/t Th-tartalmat mutatnak ki.

A ritka földfémek főleg a monazitban, allanitban, xenotimben jelentkeznek. A ritka földfém tartalom 0,1–0,3% között változik.

Hasonló jellegű, de különböző paragenezissel rendelkező ércesedés található a masszívum keleti térségében, a Magyari- és a Tiszás-patak forrásvidékén is. Az itt feltárt ércesedés ásványtársulása: boustasit, ilmenit, niobo-tantalátok, torianit, monazit, apatit, pirit, molibdenit±torit±fluorit (JAKAB 1998).

Ilyen ércesedés a masszívum kontakt övében, a déli, délkeleti és az északkeleti részeken is előfordul.

Alkáli nefelinszienites stockwerkes Mo-ércesedések

A stockwerk típusú molibdén-ércesedések a masszívum keleti, északkeleti és dél–délkeleti kontakt övben fordulnak elő. Eredetük szerint a vörös nefelinszienitekhez kötődnek, repedésbevonatként vagy impregnációként, egyszerű és jellegzetes paragenezisben.

A legjellemzőbb ércesedés a Hajnal (Aurora)-tetőn, a Kis Magyari- és Tiszás-patak közti területen található. A molibdén megjelenése több száz méteres területre terjed ki a vörös nefelinszienit komplexumban (JAKAB 1998). A befogadó kőzetek előrehaladott töredezettséget és helyenként utólagos breccsásodást mutatnak. A repedéseikben molibdenit, pirit, fluorit bevonatok és impregnációk jelentek meg (JAKAB 1998; CONSTANTINESCU & ANASTASIU 2004). A molibdéntartalom több tíz és több ezer g/t között váltakozik. Az ércesedés hidrotermális-metaszomatikus jellegű.

Majdnem azonos ércesedést kutattak meg a Ditrói-masszívum északkeleti részén, a Kopacok völgyében, amely a Sárosputna mellékpataka. Ez az ércesedés is stockwerk típusú, molibdén- és fluorit tartalommal. Az ércesedett mezők Mo-tartalom értékei a Hajnal-tető térségében 0,03–0,135% között változnak, a Kopacok-patak térségében ez az érték és 0,067% (JAKAB 1998).

Alkáli-karbonátos orotvai típusú teléres ércesedések

Ezek az ércesedések a Ditrói alkáli masszívum északnyugati részén jelentkeznek, a Tarnicai Komplexum bázikus és ultrabázikus kőzeteiben (JAKAB 1998; PÁL-MOLNÁR 2000). Az ércesedésre a kelet–nyugati csapás irányú telérrendszer jellemző, északi dőléssel, közel párhuzamos konfigurációban (ANASTASIU et al. 1985). A legjellemzőbb telérhálózat a Simó-patak illetve a Fülöp-patak által közrezárt területen található (JAKAB & GARBAŞEVSCHI 1976).

Két jellemző ásványtársulást különböztethetünk meg, amelyek két külön ércesedési szakaszhoz tartoznak. E szakasz ásványtársulásai a pirit, monacit, allanit, szfalerit, galenit, Ti-és Nb-oxidok+karbonátok és kvarc; illetve a második szakaszé: molibdenit és klorit (JAKAB 1998; CONSTANTINESCU & ANASTASIU 2004).

A gazdasági szempontból elsősorban fontos ásvány a molibdenit, mely szabálytalan repedésrendszerekben erek, hártyák, fészkek és finom impregnációk formájában fordul elő. A molibdenitet klorit kíséri, együtt finom ereket képeznek az anyakőzet repedéseiben és a karbonátos-monacitos ércesedésben.

A ércesedés fő ércásványa a pirit, mely néhány centi- és deciméteres vastagságú telérekben/erecskékben, illetve fészkekben, elkülönült kristályok alakjában monacittal és különböző karbonátokkal társulva jelenik meg. A monacit, a pirithez hasonlóan, fészkekben és milliméteres vagy centiméteres erekként jelentkezik a telérrendszerekben. Mindig karbonátokkal társul, gyakran együtt a pirittel és az allanittal. Alárendelten a szfalerit, a galenit és a nioborutil/ilmenorutil is megjelenik (CONSTANTINESCU & ANASTASIU 2004).

Eredetüket illetően az orotvai teléres ércesedések a vörös nefelinszienitekhez kapcsolódnak (JAKAB & GARBAŞEVSCHI 1976). A Tarnicai Komplexum kőzetei csak befogadó kőzetek.

Karbonátos-sziderites, Békény-pataki típusú teléres ércesedések

Ez a típusú ércesedés a Ditrói alkáli masszívum délkeleti–északkeleti kontakt övének külső részén, a tölgyesi sorozat epimetamorf kristályos paláiban található. A telérek merőlegesek a kristályos palák palássági irányára.

Általában kvarc-földpát tartalmú (porfiroblasztos) kristályos kőzetekben jelennek meg, de nem ritkák más palákban sem. Genetikailag ezek a telértípusok is a Ditrói alkáli masszívumhoz kötődnek. Kiterjedésük változó, több tíz és száz méteres hosszúságú telérek formájában követhetőek nyomon.

E típus legjellegzetesebb kifejlődése a kisgyőr-pataki telér, amely megközelítőleg 2,5 km távolságra található a masszívum kibúvásának délkeleti peremétől. A telér kelet–nyugat csapásirányúak, északi dőléssel.

Az ércesedés ásványtársulásában nagyszámú ásvány vesz részt: szfalerit, galenit, pirit, molibdenit, torit, xenotim, Ti- és Nb-ásványok (CONSTANTINESCU & ANASTASIU 2004). Az összetevők és a dúsulások mértéke mind hosszanti irányban, mind mélységben nagy változékonyságot mutatnak. A paragenezisben földpát, kvarc, piroklor, yttriumos fluorapatit és karbonátok is jelen vannak.

Ez az egyedüli olyan ércesedés, amely yttriumos ritka földfémeket tartalmaz. Az összes többi, a Ditrói alkáli masszívumhoz kötődő ércesedés inkább cériumban dús.

A kísérő karbonátok (ferrodolomit, sziderit) a telérek tömegének kb.10–30 tf%-át adják. A karbonátokkal, a kvarccal és földpátokkal társulva megjelennek a niobotantalátok, a pirit, a torit és a xenotim is. A pirit 5–7 tf%-os arányban kis erek, fészkek és impregnációk formájában jelenik meg. A xenotimmal társult torit a jellegzetes paragenezist képviseli. Ritkábban jelenik meg az apatit és a piroklor. A torittal társult xenotim gazdag nehéz ritkaföldfémekben (Yb, Dy, Ho, Er stb.). Az ilmenit és az ilmenorutil alárendelt mennyiségben található. A felsorolt ásványokon kívül a paragenezisben azonosított ásványok a columbit, tantalit,

perrierit, és a loparit. A telér egyes részein megjelenik a szfalerit és a galenit, esetenként ezek válnak a telér fő alkotóelemeivé (JAKAB 1998). A molibdenit mindenhol jelen van.

Az ércesedés genetikailag a vörös nefelinszienitekhez kapcsolódik.

Azonos illetve hasonló ércesedések ismertek még a Nagygyőr-tetőn és a Sötétputna völgyében, a Ditrói alkáli masszívum keleti peremén.

A kristályos-mezozoos övhöz kötődő ércesedések/ásványosodások

Vulkáni-üledékes Cu-ércesedések a Békény-patak és a Csanód-patak térségében

A Keleti-Kárpátok tölgyesi sorozatának epimetamorf kristályos képződményeiben egész sor Cu vagy Cu, Pb, Zn-ércesedés ismert, például északon a borsabányai (Baia Borşa), délen a Fundul Moldovei-i, Leşul Ursului-i és a balánbányai (Bălan). Ilyen terület a Békény- és Csanód-patak által közrezárt terület is. Ez a terület a Gyergyói-medencétől keletre helyezkedik el, a Gyergyói-havasok (Munţii Giurgeului) keleti peremén. A terület a baláni érctelep északi folytatásának tűnik. Az ércesedés főleg réztartalmú, a tölgyesi sorozat kristályos képződményeihez tartozó kloritos palákban helyezkedik el. A paragenezis egyszerű: kalkopirit, pirit és klorit. Az ércesedés a Csanód-pataknak a baloldali lejtőjén, a Békény mellékpatakjaiban, a Nyerges- és a Nagygyőr-patakban a felszínre is bukkan. Az ércesedés réztartalma helyenként eléri az 1–1,2%-ot (Csanód-patak) és a 0,4–0,5%-ot (Nyerges-patak). Ezek csapásirányú, illetve mélységi kifejlődését az elvégzett kutatásokkal nem sikerült meghatározni viszont igen nagy valószínűséggel fennáll annak a lehetősége, hogy ezeket az ércesedéseket a térség bonyolult tektonikája rejti el. Az ércesedés eredete vulkáni-üledékes, keletkezésük egyidejű a kristályos palákéval.

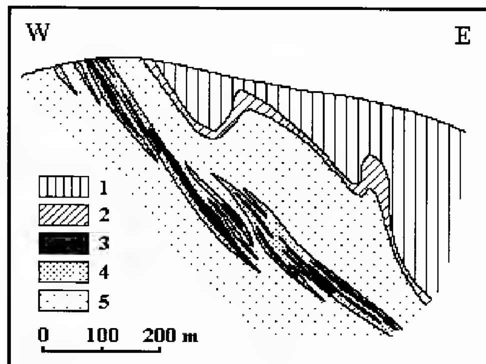
Az érctelepeket árkokkal, aknákkal, tárókkal és fúrásokkal kutatták meg. A bonyolult tektonika miatt nem zárható ki annak lehetősége, hogy csapás irányban, illetve mélységben az ércesedés kiterjedése nagyobb. Erre példa a csíkszentdomokosi Várbükk teleprész.

A balánbányai Cu-ércesedés

A balánbányai Cu-ércesedést valószínűleg az 1790-es években kezdték kitermelni. Azóta az érc kitermelése folyamatos, jóllehet napjainkban gazdaságossága megkérdőjelezhető (a réztartalom átlagértéke 0,8 g/t – DĂNILĂ et al. 1982).

A balánbányai érctelep a Keleti-Kárpátok epimetamorf paláiban, a tölgyesi sorozatban található (KRÄUTNER et al. 1988 — 2. *ábra*).

A kitermelésre érdemes érctelep az Olt folyó és a Szabó-patak összefolyása, valamint az ezektől északra levő Sipos-patak által közrefogott területen található. Ettől a területtől északra és délre helyenként még találni néhány kisebb érctestet, de ezek csekély kiterjedésűek. Az érc hordozókőzetei kisfokú metamorfózist mutató kloritos- és szericites-kloritos palák (KRÄUTNER 1967). Az érctestek ÉÉNy–DDK irányúak, 50–60 fokos keleti csapással. Az ércesedett zóna kb. 8 km hosszúságban, mélységben pedig több száz méteren követhető. Az érc hintett



2. *ábra.* Földtani szelvény a balánbányai rézérc felső felében (KRAUTNER et al. 1992). 1. szericites-kloritos palák (Valea Baii Tag); 2. baláni metariolitok; 3. hintett rézércesedés; 4. kloritos kvarcitok és kloritos palák±pirit, helyenként magnetittel és/vagy vaskarbonátokkal; 5. szericites-kloritos fillitek, helyenként grafitos fillit beékelődésekkel.

Fig. 2 Geological cross section through the upper part of the Balan ore deposit (according to KRÄUTNER et al. 1992). 1 Valea Baii Member, sericito-chlorite schists; 2 Balan metarhyolites; 3 disseminated copper ore; 4 chlorite quartzites and chlorite schists±pyrite, locally with magnetite and/or iron carbonates; 5 sericite-chlorite phyllites with local intercalations of graphitic phyllites

Fig. 2 Secţiune geologică prin partea superioară a zăcământului cuprifer de la Bălan (după KRÄUTNER et al. 1992). 1 Membru Valea Băii; 2 metariolitele de Bălan; 3 mineralizaţie de cupru diseminată; 4 cuarţite cloritice şi şisturi cloritoase±pirită, local cu magnetit şi/sau carbonaţi de fier; 5 filite sericito-cloritoase cu intercalaţii locale de filite grafitoase

jellegű, túlnyomó részben piritből és kalkopiritből áll. Ezen ásványok mellett még előfordul a szfalerit, galenit, tetraedrit, bournonit, galenobizmutin, jamesonit, teallit, kubanit, termésbizmut, Au, Ag, magnetit, hematit, ilmenit, kassziterit, rutil, kvarc, klorit, szericit, sziderit, ankerit, apatit, barit és a turmalin (KRÄUTNER 1967). Helyenként a hasznosítható ásványok kis telérek, lencsék és erecskék formájában is megjelennek Ezek vastagsága a centiméteres nagyságrendet nem haladja meg.

Az érctelep eredete sokáig vitatott volt. Voltak akik vulkáni üledékesnek, mások pedig egykori savanyú magmatizmus hidrotermás fázisának tartották (KRÄUTNER 1965). Ebben a kérdésben KRÄUTNER et al. (1992) izotópelemzései teremtettek rendet. Az ércesedés egy konvektív hidrotermás rendszerhez kötődik, amely kevés tengervizet is tartalmazott, és amely a fémes elemeket az érintett vulkanikus és nemvulkanikus kőzetekből oldotta ki.

Vulkáni-üledékes Pb-Zn ± Cu – ércesedések a Sötétputna völgyében

Ezen ércesedések szintén a Keleti-Kárpátok tölgyesi sorozatának epimetamorf kristályos képződményeihez tartoznak.

Az övezet a Gyergyói-havasokban található, a Sötétputna völgye mentén, Tölgyestől (Tulgheş) nyugatra. Az ércesedés kloritos és szericites-kloritos, kvarcos palákban található. Ez a formáció a Balán–Békény érchordozó komplexum északi irányú folytatását képezheti. Az ércesedés eredete szintén vulkáni-üledékes. Kora-paleozoikumi korú. Keletkezése egyidejű a hordozó palákéval. A paragenezis egyszerű, elsősorban piritből, szfaleritből, galenitből, kalkopiritből és kloritból áll.

A felszíni feltárásokban csak egyes, elkülönült pontokban figyelhető meg, jelenlétére gyenge limonitosodás vagy kissé megemelkedett Pb, Zn vagy Cu-tartalom utal. Az ólom- és réztartalmú ércesedést fúrásokkal 70-200 méteres mélységben azonosították, elsősorban a Balázs-, a Baratu Mare- és a Somlyó-patak térségében. Somlyó-pataknál egy régebbi bányamunkálat is elért egy főleg réztartalmú ércesedést.

Paltini típusú hidrotermás ércesedések

Ez az ércesedés-típus Gyergyóholló (Corbu) és Gyergyótölgyes (Tulgheş) helységek térségében több ponton is a felszínre kerül. Általában a tölgyesi sorozat kristályos képződményeinek porfíroblasztos kőzeteiben található.

Legjelentősebb kibukkanásai a Paltin-patak völgyében (a Bistricioara-völgy baloldali mellékpataka) és az Aszó-patak (Seaca) völgyének területén, a Ciungilor-patak, Véres- Tölgyes-, Aszód-, Fügés-, Barasău- és Argintăria-patak térségében vannak.

A kutatások eredménye nyomán fény derült arra, hogy csekély kiterjedésű ércesedésekről van szó. A dúsulás a tölgyesi kristályos epimetamorf sorozat keretén belül telérek formájában jelentkezik. Az érc legnagyobb részét galenit, szfalerit, pirit, arzenopirit, kalkopirit, tetraedrit, proustit, pirargirit alkotja, míg a telér meddőásványai között a kvarc, a földpát és karbonátok (kalcit, dolomit, sziderit) a leggyakoribbak. Az ércesedések hidrotermás, részben metaszomatikus eredetűek.

A fő hasznos elemek a Pb és a Zn, amelyekhez egész sor elem társul. Így például a galenit magas ezüsttartalommal rendelkezik, meghaladva az 1000–1500 g/t mennyiséget. Az ezüst mellett magas a galenit Sb- és Bi-tartalma is. A szfalerit gazdag Cd-ban (kb.3000–5000 g/t), a piritekben gyakran igen magas az arzén tartalom. A telérekben a Pb-tartalom elérheti a 20–30 tf%-ot, a Zn pedig a 10–20 tf%-ot.

Hărlăgia- és Huruba-patak vidékén kialakult polimetallikus és nemesfém teléres ércesedések

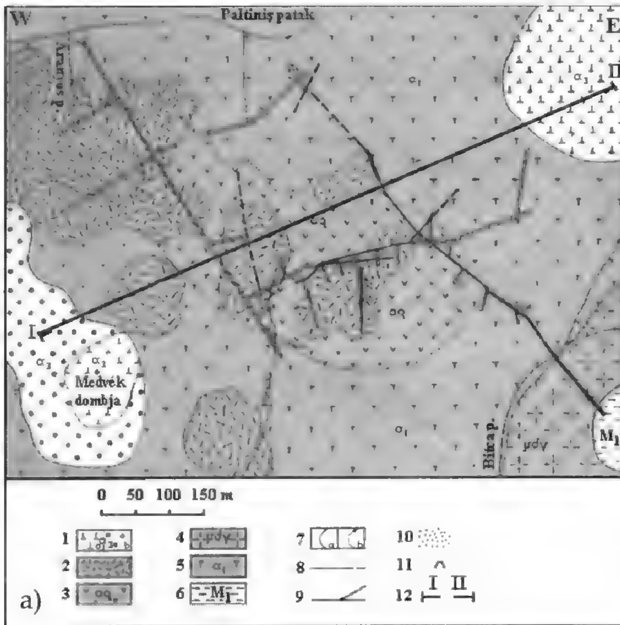
A Bistricioara folyó felső medencéjében a Huruba- és Hărlăgia-patak vidékén előforduló polimetallikus szulfid ércesedéseket 1950 és 1987 között folyó kutatások tárták fel. A hărlăgiai szulfidércesedések lencse formájúak, erősen töredezettek. Folytonosságuk nehezen követhető az erősen tektonizált kőzetekben. Ezen ércesedés hasznosítható ásványai a kalkopirit, pirit, galenit és a szfalerit. Kis mennyiségben a telérek tartalmaznak aranyat és ezüstöt is. Az ércesedés savanyú metavulkanitokhoz kötődik.

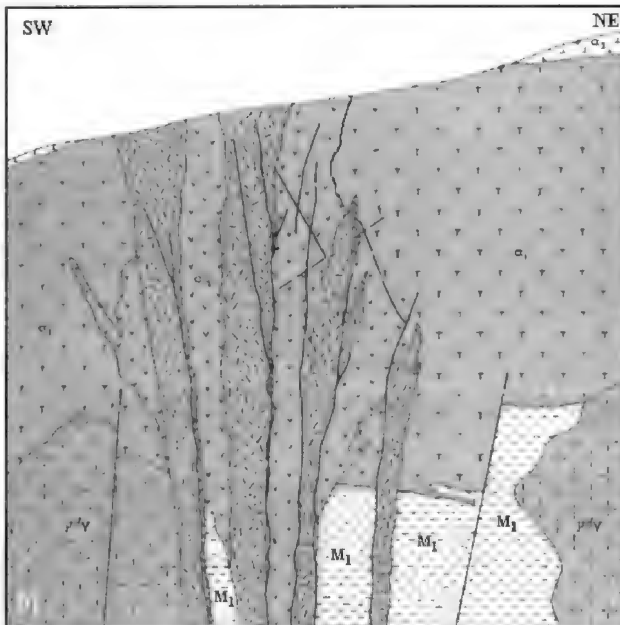
A Kelemen–Görgény–Hargita hegyvonulat neogén–kvarter mészalkáli vulkanizmusához kötődő ércesedések/ásványosodások

Arany–ezüst- és komplex hidrotermás ércesedés Gödemesterházán

A Kelemen-havasok déli részén, a Zebrac-patak felső folyásánál (a Maros jobboldali mellékpataka), Gödemesterháza közelében, kb. 8 km-rel az összefolyás fölött, neogén érces telérek azonosíthatók (Peltz 1969) (*3. ábra*).

Eredetük hidrotermás, hasonló a Kelemen-havasok északi térségében, Colibiţa területén illetve a Nagybányán található ércesedésekhez. A telérek paragenezise a következő: pirit, arzenopirit, szfalerit, galenit, alárendelten antimonit. Az ércesedés karbonátos meddőbe települ. A telérek körül erős agyagásványosodás figyelhető meg (Peltz et al. 1981).





3. ábra. Az Ursului-patak felső folyásának földtani térképe (a) és metszete (b) (PELTZ et al. 1982). 1. a., hornblendeandezit, b., piroklasztok; 2. endogén breccsák; 3. kvarcandezit; 4. porfíros mikrodiorit; 5. hornblende-piroxénandezit; 6. flis (alsó-miocén); 7. geológiai határok: a., a felszínen, b., a metszeten; 8. vető; 9. telér; 10. szórt ásványosodás; 11. táró; 12. földtani szelvény helye

Fig. 3 Geological map (a) and geological cross section (b) on Ursului upstream area (PELTZ et al. 1982). 1 a., andesite with hornblende, b. piroclastites; 2 endogene breccias; 3 andesite with quartz; 4 porphyric microdiorite; 5 andesite with hornblende and pyroxene; 6 flysch (lower miocene); 7 geological limits: a., on the surface, b., in the section; 8 fault; 9 vein; 10 diseminated mineralisation; 11 mine; 12 location of the geological section

Fig. 3 Harta (a) şi secţiune (b) geologică în zona Ursului (PELTZ et al. 1982). 1 a., andezit cu hornblendă, b. piroclastit; 2 brecie endogenă; 3 andezit cuarţifer; 4 microdiorit porfiric; 5 andezit cu hornblendă şi piroxeni; 6 fliş distal grezos (miocen inferior); 7 limită geologică: a., la suprafaţă, b., în secţiune; 8 falie; 9 filon; 10 mineralizaţie diseminată; 11 galerie; 12 poziţia secţiunii geologice

A teléreket külszíni feltárásokkal, tárókkal és fúrásokkal kutatták. Meglehetősen szűk övezetben több mint 15 telér azonosítható. Ezek mérete csapásirányban több tíz métertől a több száz méterig váltakozik (helyenként eléri az 500 m-t is) és több tíz méter mélységig követhető. Vastagságuk néhány deciméteres. A néhány g/t arany teljes egészében az arzenopirithez kapcsolódik (PELTZ et al. 1982). Termésarany nem mutatható ki.

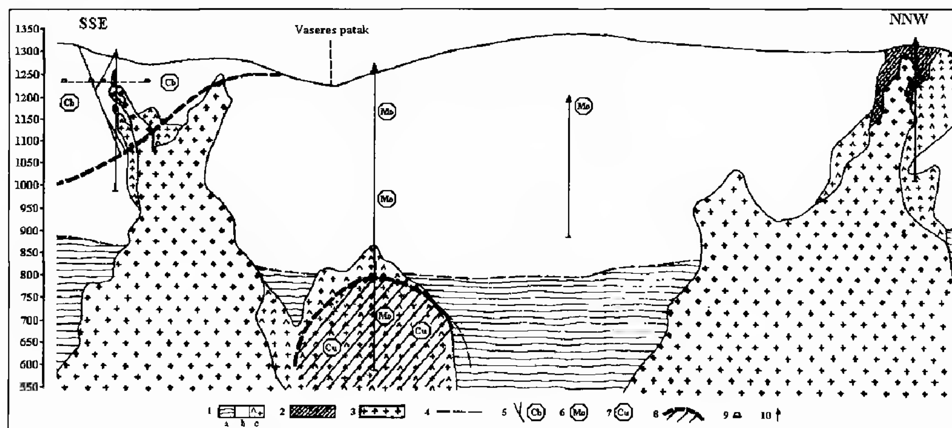
Az Ivó–Kokojzás vulkáni szerkezet érctelepei

Az Ivó–Kokojzás kráter, az Észak-Hargita második legnagyobb vulkáni szerkezete, melynek a vulkáni tevékenysége kb. 1,4 millió évig tartott, a késő-pontusi, középső-dáciai idején (6,3–4,9 M év) (SZAKÁCS & SEGHEDI 1995).

Az Ivó-Kokojzás kráter polisztadiális működését több lávaömlés (hornblende-piroxénandezit, piroxénandezit és riodacit) és legkevesebb két intruzív fázis jellemzi (piroxénmikrodiorit, piroxén-hornblendemikrodiorit) (*4. ábra*). Az intruzív testek megjelenésével egyidőben, ezek perifériáján és az erősen tektonizált zónákban breccsás intruzív-oszlopok is kialakultak (STANCIU 1982).

A hidrotermás elváltozásokat a repedésrendszerek, a breccsásodott zónák, a litológiai kontaktusok, a kőzetek porozitása valamint az oldatok és a kőzetek kémiai tulajdonságai kontrollálják (STANCIU 1982; LACZKÓ 2001).

A kőzetelváltozási folyamatok legkevesebb két, jól elkülöníthető részletben zajlottak le (STANCIU 1984). Az első a kőzetek propilitesedésével kezdődött, amelyet biotitosodás, amfibolosodás, kloritosodás és zeolitosodás követett (STANCIU 1996). Ehhez a kőzetelváltozási folyamathoz porfíros típusú ércesedés kapcsolódik, amely magas hőmérsékletű oldatokból vált ki, míg a másodikhoz alacsony hőmérsékleten kialakult teléres ércesedés kötődik. Az első ércesedés,



4. ábra. Földtani szelvény az Ivó-Kokojzás vulkáni szerkezetben (STANCIU 1982). 1. piroxén és/vagy amfibolandezitek: a – diferenciálatlan termékek, b – lávafolyások, c – intrúziók; 2. intrúziós breccsa; 3. mikrodiorit; 4. feltételezett határ a lávafolyások és a diferenciálatlan termékek között; 5. cinnabaritos vetők és repedések; 6. hintett molibdénércesedés; 7. hintett rézércesedés; 8. ásványosodott terület; 9. táró; 10. fúrás

Fig. 4 Geological section across the Ivo–Kokojzas volcanic structure (STANCIU 1982). 1 piroxene and/or amfibol andesites: a. non-differentiated products, b. lava flows, c. intrusions; 2 intrusive breccia; 3 microdiorite; 4 ipotetical limit between the lava flows and non-differentiated products; 5 faults and fissures with cinnabar; 6 diseminated molibdene ore; 7 diseminated copper ore; 8 mineralized zones; 9 gallery; 10 drill

Fig. 4 Secţiune geologică prin structura vulcanică Ivo–Cocoizaş (STANCIU 1982). 1 andezite cu piroxeni şi/sau amfiboli: a. produse nediferenţiate, b. curgeri de lavă, c. corp intrusiv; 2 brecie intrusivă; 3 microdiorit; 4 limită hipotetică între lave şi alte produse vulcanice nediferenţiate; 5 fisuri şi fracturi cu cinabru; 6 mineralizaţie diseminată de molibden; 7 mineralizaţie diseminată de cupru; 8 zone mineralizate; 9 galerie; 10 foraj

valószínűleg kénben gazdag, míg a második kénben szegény hidrotermás rendszerhez tartozik (MÂRZA 2002).

Az első metallogéniai fázist az intruzív testek által kialakított szerkezeti feltételek kontrollálják. Az ércesedés az intruzív testben és a környező kőzetekben, hintett formában és telérekben jelenik meg. A kialakult ércesedés egy „rézporfíros" ércesedésre emlékeztet. Az ércásványok a magnetit, pir rothin, kalkopirit, pirit, molibdenit, ritkábban szfalerit és galenit (STANCIU 1982 1984). A telérmeddőt a kvarc, kalcit, más karbonátok és az agyagásványok alkotják.

Az Ivó–Kokojzás vulkáni szerkezet területén lejátszódott mállási folyamatok második fázisára a szericitesedés, agyagásványosodás (illit, montmorillonit, kaolinit, halloyzit), karbonátosodás és kovásodás jellemző (STANCIU 1984 1996). Ezen kőzetelváltozási fázis végén jelenik meg egy erőteljes turmalinizációs folyamat, amit egy késői agyagásványosodás követ (TĂNĂSESCU 1978; STANCIU 1984; LACZKÓ 2003).

A második ércesedési fázis a környezet szerkezeti igénybevételi zónáihoz kapcsolódik. Az első ércesedés után kialakult vetőrendszereken közlekedő hidrotermás oldatok teléres-impregnációs ércesedést hoztak létre, amely rátelepül az előzőleg kialakult érctelep középső és délkeleti részére. Az ércalkotó ásványok az alacsony hőmérsékletű ércesedésekre jellemzőek (MÂRZA 2002). Ezek az ásványok a következők: pirit, arzenopirit, termésarany, antimonit és cinnabarit (STANCIU 1982). A telérmeddő kvarcból, karbonátokból, agyagásványokból, alárendelten baritból és fluoritból tevődik össze (TĂNĂSESCU 1978).

A második ércesedés eredete mikrotermometriai mérések segítségével is igazolódott. Ezek igazolják, hogy a folyadékzárványokban lévő fluid fázis összetétele alapján valószínűleg olyan epitermális eredetű (LACZKÓ 2001), amelyekhez az analógia alapján Au, Ag-Cu-Pb-Zn, As-Hg-Sb ércesedések kapcsolódnak (HAAS 1971; HOLLISTER & CRAWFORD 1981; PINTEA 1995).

A Csíkszentimre-büdösfürdői hidrotermás (teletermális) higanyércesedés

A csíkszentimrei Büdösfürdőn kialakult higanytelep a Lucs–Láz vulkáni szerkezet (Dél-Hargita) keretén belül található. A K/Ar kormeghatározások alapján e vulkáni tevékenység 5,13 millió éve kezdődött (kora-dáciai) és 4,14 millió éve zárult le (kora-romániai – SZAKÁCS & SEGHEDI 1995).

Ezen a területen, a vulkáni működés során a következő kőzettípusok jöttek létre: piroxénandezitek, piroxén-hornblendeandezitek, kvarc-biotit-hornblende andezit, piroxénes porfíros dioritok és monzodiorit, piroklasztitok (TĂNĂSESCU 1978; LACZKÓ et al. 2004, részletesen l. LACZKÓ et al. 2005).

Az intruzív testek (porfiros diorit, kvarc-biotit-hornblendeandezit) hőfluxusa következtében létrejött parahidrotermális oldatok hidrotermás kőzetelváltozást és ércképződést hoztak létre, amelyek a vető-repedésrendszerek, a breccsásodott zónák, valamint a kőzethatárok mentén fejlődtek ki (STANCIU 1996; LACZKÓ 2003). Az így létrejött folyamatok a következők: biotitosodás, szericitesedés, agyagásványosodás (illit, montmorillonit, kaolinit, illit/montmorillonit, vermikulit/illit), karbonátosodás, kovásodás, turmalinosodás és piritesedés (TĂNĂSESCU 1978; LACZKÓ 2003; LACZKÓ et al. 2003).

A hidrotermális folyamatok higanyércesedést eredményeztek, amely a kvarc-biotit-hornblendeandezit intruzív test felső részén és a környező piroxénandezitekben és piroklasztokban lelhető fel. Az ásványosodás az itt jelenlévő vetőrepedésrendszerekben, két főbb irány mentén (ÉK–DNy, ÉNy–DK/40–70°) fejlődött ki. Az így kialakult higanyérc dúsulás „stockwerk" típusú ércesedésre emlékeztet (LACZKÓ et al. 2004).

Az ércesedés impregnációs, bevonatos vagy tömeges formában jelenik meg. Az impregnációs és a bevonatos cinnabarit az elváltozást szenvedett kőzetek repedéseiben és üregeiben, míg a tömeges lerakódások ér formájában és a geodákban ismerhetők fel. Az ércesedés paragenezise a következő: markazit-pirit-melnikovit; pirit-cinnabarit; pirit-markazit-cinnabarit; pirit-markazit-cinnabarit-antimonit; cinnabarit-metacinnabarit, pirit-cinnabarit-auripigment, markazit-pirit és magnetit-hematit (LACZKÓ et al. 2004). A telérmeddő ásványai a következők: kvarc, mikro-kriptokristályos kova, agyagásványok, alárendelten kalcit és barit.

A telep külön érdekességei a mikro-kriptokristályos kovaerek (5-10 cm), melyek behálózzák az előfordulás ÉNy-i részét. A kovaerek középső részén gyakran ércásványok találhatók (markazit, pirit, magnetit, hematit). Eredetük még nem tisztázott, de igen nagy valószínüséggel egy boro-szilikátos magmaolvadékról van szó, amely az endokinetikus repedésekbe nyomult be (PINTEA & LACZKÓ 2005).

Néhány geodában megfigyelhető, hogy a cinnabariton kvarckristályok váltak ki. Ez a jelenség arra utal, hogy a hidrotermális-metallogén folyamatokat egy utolsó kovásodás zárja le.

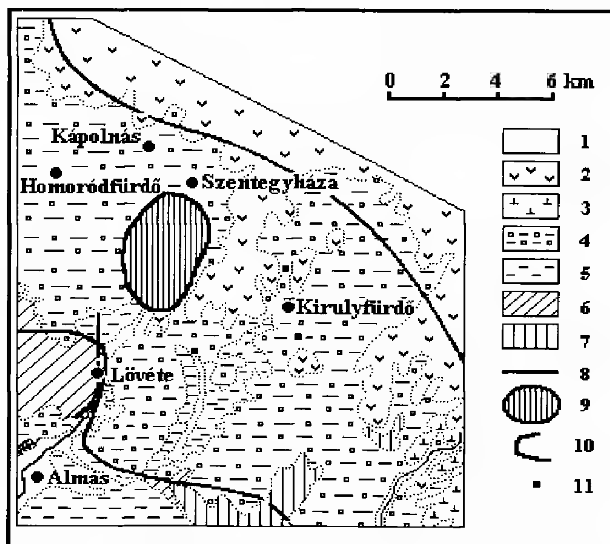
Sziderites vasércesedések Lövéte–Szentegyháza–Kiruly környékén

A Lövéte–Szentegyháza–Kiruly környékén található vasérc kitermelése a XVIII. század elejétől (1720) a közelmúltig tartott. Ebben a periódusban számos kutató foglalkozott e telep feltárásával, akik közül megemlítendő RICHTHOFEN (1859), PÁLFY (1895), KOCH (1900), JEKELIUS (1923), SZÁDECZKY (1925), BÁNYAI (1927), CODARCEA (1939), GHICA-BUDEŞTI (1950), TREIBER (1966) és (PELTZ et al. 1981).

A környék földtani képződményeit a közeli Vargyas-kaldera kitörési termékei (lávafolyások, piroklasztitok, sárfolyások, törmelékes lavinák) és az Erdélyi-medence üledékei (konglomerátum, homokkő, márga, agyagmárga, homok) alkotják(BÁNYAI 1927; PELTZ et al. 1981 — *5. ábra*).

A vasércesedés sziderittesedett kőzetek formájában van jelen (homokkő, konglomerátum, epiklasztok, piroklasztok). Az ércesedés ásványai a sziderit és a limonit (SZAKÁCS 1992). Lövétén ezen ásványok mellett jelentős opállerakódás található. A vasérc három különböző helyzetben jelenik meg: az üledékes összletek felső részében, az ősfelszín és a vulkanoklasztok határán (miocén–pannóniai határ) és a vulkanoklasztok belsejében. Az ércesedés átlagosan 0,5 m vastagságú lencsék és konkréciók formájában, a felszínközeltől 300 m mélységig található (*6. ábra*). Az átlagos vastartalom 10–25% (PELTZ et al. 1981).

A Lövéte–Szentegyháza–Kiruly területen található vasérc a beszivárgó meteorikus vizek hatására metaszomatózis útján alakult ki (SZAKÁCS & GAFTOI 1992).



5. *ábra* Földtani térkép a Lövéte–Szentegyháza–Kiruly környékéről (PELTZ et al. 1981). 1. negyedidőszaki üledékek; 2. piroxénandezit; 3. hornblende-piroxénandezit; 4. vulkanoklasztok; 5. felső-miocén (konglomerátum, homokkő, márga); 6. késő-badeni (konglomerátum, homok); 7. kréta üledékek és magmatitok; 8. vető; 9. metallogéniai mező; 10. metallogenetikai határ; 11. vasércesedésre utalló ásványosodási pontok

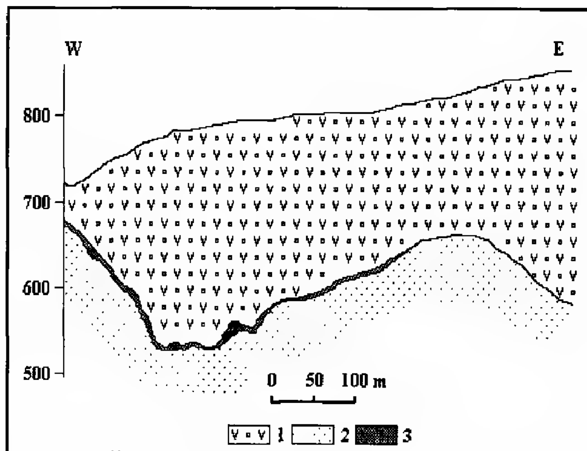
Fig. 5 Geological map of Lueta–Vlăhiţa–Chirui area (PELTZ et al. 1981). 1 Quaternary sedimentary deposits; 2 andesite with pyroxene; 3 andesite with hornblende and pyroxene; 4 volcanoclastites; 5 Upper Badenian (conglomerate, sandstone, marl); 6 terminal miocene (conglomerate, sand); 7 late Palaeozoic– Cretaceous sediments and magmatites; 8 fault; 9 metallogenetic field; 10 limit of metallogenetic district

Fig. 5 Harta geologică a zonei Lueta– Vlăhiţa–Chirui (Peltz et al. 1981). 1 depozite cuaternare; 2 andezite piroxenice; 3 andezite cu hornblendă şi piroxeni; 4 vulcanoclastite; 5 miocen superior (conglomerate, gresii, marne); 6 badenianul terminal (conglomerate, nisipuri); 7 depozite sedimentare şi magmatite mezozoice; 8 falie; 9 câmp metalogenetic; 10 limita districtului metalogenetic; 11 indicaţii privind mineralizaţia de fier

A csíkmadarasi sziderites vasérc

Csíkmadaras vasbányászai és kohászai az erdélyi fejedelmektől 1567-ben kiváltságokat kaptak, és a falu, mint bányászhelység 1585-ben követet küldhetett az országgyűlésre.

Az 1960–1965-ös években a Felcsíki-medence Madaras falutól nyugatra eső részében egy nagyszabású fúrásprogram keretében közel 100 darab fúrást



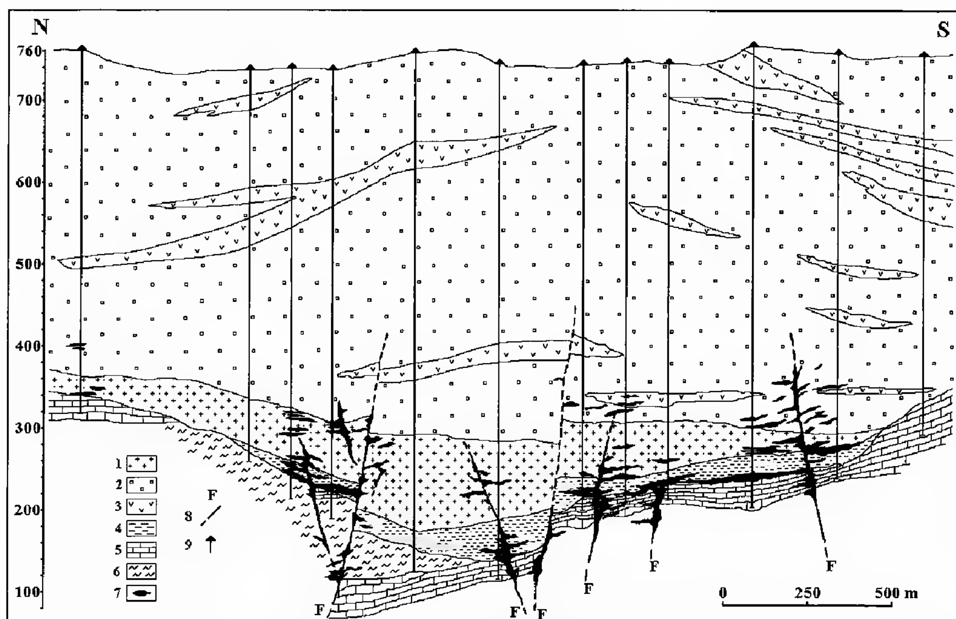
6. *ábra* Földtani szelvény a Lövéte–Szentegyháza–Kiruly vidékén található vasércesedés területén (PELTZ et al. 1981). 1. vulkanoklasztok; 2. miocén kori üledékek; 3. vasérc (sziderit, limonit)

Fig. 6 Geological section across the Lueta–Vlăhiţa–Chirui area (PELTZ et al. 1981). 1 volcanoclasts; 2 Miocene sediments; 3 iron ore (siderite, limonite)

Fig. 6 Secţiune geologică prin zăcământul Lueta-Vlăhiţa-Chirui (PELTZ et al. 1981). 1 vulcanoclastite; 2 sedimente miocene; 3 zăcământ (siderit, limonit)

mélyítettek, melyek több száz méter mélységig szolgáltattak adatokat a medence geológiai felépítéséről (*7. ábra*).

A medence aljzata átlagosan 400–450 m mélységben található és kristályos kőzetekből épül fel, rájuk néhány 10 m vastagságban oligocén–alsó-miocén üledékek rakódtak le, melyekben később a vastartalmú karbonátos meteorikus vizek hatására, metaszomatózis során kialakult a sziderit típusú vasérc (SZAKÁCS & GAFTOI 1992). Az egészet egy 300–400 m vastag vulkáni törmelékes összlet borítja be (vulkanoklasztok), mely kitölti az egész medencét (SZAKÁCS et. al. 1995).



7. ábra. A csíkmadarasi vasérctelep földtani metszete (TĂNĂSESCU 1967). 1. andezittufák; 2. vulkanoklasztok; 3. andezitlávák; 4. üledékes kőzetek; 5. mészkő és dolomit; 6. kristályos palák; 7. vasérc (sziderit); 8. vető; 9. fúrás

Fig. 7 Geological section across the siderite mineralization from Mădăraş-Ciuc (TĂNĂSESCU 1967). 1 andesite tuff; 2 volcanoclastites; 3 andesite lava flows; 4 sedimentary rocks; 5 limestone and dolomite; 6 crystalline shists; 7 ore mineralization (siderite); 8 fault; 9 borehole

Fig. 7 Secţiune geologică prin zăcământul sideritic de la Mădăraş-Ciuc (TĂNĂSESCU 1967). 1 tufuri andezitice; 2 vulcanoclastite; 3 lave andezitice; 4 roci sedimentare; 5 calcare şi dolomite; 6 şisturi cristaline; 7 mineralizaţia de siderită; 8 falii; 9 foraje

A szferosziderites vasérc a paleorelief és a vulkanoklasztok alsó határán néhány métertől néhány 10 méteres vastagságig terjedő lencséket képez 15-46% közötti vastartalommal (TĂNĂSESCU 1967; SZAKÁCS 1992; SZAKÁCS & GAFTOI 1992).

A fúrásokkal megkutatott vasérc ásványvagyon több millió tonna, de a rendkívül bonyolult hidrogeológiai viszonyok miatt a kitermelés nem gazdaságos.

A Székelyföld „érchírességei" (utóvulkáni működésekhez kapcsolódó ércesedések)

A vörösvasércek lemezesen kristályosodott fajtája a vascsillám (hematit), amely Magyarhermány (Herculean) határában, a Kakukk-hegyen fordul elő (HERBICH 1881; SCHMIDT 1882; KARÁTSON et al. 1992; PÉCSKAY et al. 1992). A Paphomloka nevű határrészen a pásztorok figyelhettek fel elsőként a vakondtúrások által felszínre hozott csillogó hematit lemezkékre. Az érc ugyanis a vulkáni gázokkal felkerülő vaskloridos gőzök redukciója során rakódott le szép kristályokban (DÉNES et al. 2005). Az ásvány elemzése során kitűnt, hogy nem tiszta vas- és oxigénvegyület, hanem ónt is tartalmaz, amelynek eddig még sehol a közelben nem találták nyomát (BÁNYAI 1957).

A Hankó-patak völgyében, Kovászna (Covasna) város mellett aragonit, auripigment, realgár±terméskén valamint pirit és markazit előfordulása figyelhető meg (HAUER 1860; KOCH 1884; BÁNYAI 1933). A területet a Tarkői-takaróhoz (kréta flis) tartozó bioklasztos mészkő, karbonátos kötőanyagú homokkő és mikrokonglomerátum, mikrobreccsák valamint az Audiai–egységre (kréta flis) jellemző glaukonitos-kovás, agyagos-homokos palák, agyagpalák és fekete palák jelenléte jellemzi. Az erősen tektonizált terület megkönnyítette az ásványképző oldatok ásványvizek alakjában való felszínre jutását. Ezen oldatokból csapódott ki erek, impregnációk és lemezes lerakódások alakjában a kalcit, aragonit, auripigment±realgár±terméskén±pirit±markazit ásványtársulás. Az erek színe a fehértől a halványsárgán át citrom- és narancssárgáig változik, ritkán vöröses narancssárga. Az auripigment és a realgár megjelenéséből következik, hogy ezek az ásványok genetikailag alacsony hőmérsékletű késő hidrotermás esetleg szolfatára tevékenységhez kapcsolódnak (DÉNES et al. 2005). Ezt az elméletet támasztja alá a területen megtalálható több mofetta, ásványvízforrás és a széndioxid±kénhidrogénes gázszivárgás.

A vargyasi vulkáni szerkezetben az utóvulkáni tevékenység igen erős volt, ami egy több, mint 7 km^2-es területen, a kőzetek jelentős hidrotermális átalakulásához vezetett (KARÁTSON 1992; SZAKÁCS & SEGHEDI 1995). A mállási folyamatok következményeként a területre jellemző kőzetek a hidrotermális andezit-breccsák, amelyekben tömbök, darabok, konkréciók és erek formájában zunyit rakódott le (SEGHEDI & RĂDAN 1992). A zunyit megjelenését magas arzéntartalom kíséri, ugyanakkor megfigyelhető az óntartalom és nem utolsó sorban az arany koncentráció növekedése is. Szintén ehhez a vulkáni szerkezethez kötődik a hargitafürdői „kaolin" telep is (BOBOŞ 1995).

Irodalom–References

ANASTASIU, N., CONSTANTINESCU, E., JAKAB, GY. & GARBAŞEVSCHI, N. 1985: Structural control of vein setting in the alkaline massif of Ditrău. – *Anal. Univ. Bucureşti*, **34**, 15–22.

BÁNYAI, J. 1927: Studiu geologic asupra flancului de vest mijlociu al muntelui Harghita. – *D.S. I.G.R.* **10**, 94–106, Bucureşti.

BÁNYAI, J. 1933: Eltűnt a kovásznai arzénes ásványlelőhely. – *Székelység* **3**/9–10, 88–89.

BÁNYAI, J. 1957: A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei. – Tudományos Könyvkiadó, Bukarest.

BOBOŞ, I. 1995: Zăcămintele de caolin din Munţii Harghita. Studiu geologic şi metalogenetic. – Doktori dolgozat, Kolozsvár. 204 p.

CONSTANTINESCU, E. & ANASTASIU, N. 2004: The Massif of Ditrău: a mineralogical and petrological approach. – *R.J. Petrology,* **79/1** **11–12,** Bucureşti.

DÉNES, I., ZÓLYA, L., BOTH J. & PAPUCS, A. 2005: Védett földtani természeti értékek Székelyföldön. – *Földtani Közlöny* **135/2,** 263–292, Budapest.

DĂNILĂ, MARIA & DĂNILĂ, P. 1982: Seria substanţe minerale utile – Cuprul. – Editura tehnică, Bucureşti.

HAAS, J. L. 1971: The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. – *Econ. Geol.,* **66,** 940–946.

HAUER, V. F. R. 1860: Realgar, Schwefel und Aragon von Kovászna. – *Jahrb. D.K.K. Reichsanst.* **11,** 85 p.

HERBICH, F. 1881: Előleges közlemény a Hargita hegységbeli haematitről. – *Orvos. Természettud. Értesítő, II. Természettud. Szak.* **6/3/3,** 301–302.

HOLLISTER, L. S. & CRAWFORD, M. L. 1981: Short cours in fluid inclusions: applications to petrology. – *Miner. Assoc. of Canada,* Calgary.

JAKAB, GY. 1998: Geologia masivului alcalin de la Ditrău. – Ed. Pallas-Akadémia, Csíkszereda. 296 p.

JAKAB, GY. & GARBAŞEVSCHI, N. 1976: Consideraţii asupra piritei din mineralizaţia filoniană de la Jolotca (Carpaţii Orientali). – *D.S.,* **63,** 13–25, Bucureşti.

KARÁTSON, D. 1992: Kárpáti tűzhányók elsődleges formakincse és lepusztulásának mértéke az összehasonlító morfometria tükrében. – Egyetemi doktori értekezés. 135 p. ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Budapest.

KARÁTSON, D., PÉCSKAY, Z., SZAKÁCS, S. & SEGHEDI, I. 1992: An extinct volcano in the Harghita Mountains: Mt. Cucu. – *Tudomány* **1,** 70–79, Budapest.

KOCH, A. 1884–1885: Erdély ásványainak kritikai átnézése. – Kolozsvár 211 p.

KRÄUTNER, H. G. 1965: Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali. – *St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.* **10/1,** 195–227.

KRÄUTNER, H. G. & BINDEA, G. 1995: The Ditrău Alkaline Intrusive Complex and its Geological Environment. – *R.J. of Min.* **77/3,** 1–42.

KRÄUTNER, H. G., RĂDULESCU, I., MUREŞAN, M., KRAUTNER, F., MUREŞAN, G., STAN, N., BINDEA, G., VOICU, G., LŐRINC, E., RUNCEANU, R., VOICU, C., TIEPAC, I., ANDĂR, A., UDRESCU, C., GAFTOI, F. & GRABARI, G. 1988: Sudiul de sinteză asupra formaţiunilor purtătoare de minereuri singenetice ale grupului Tulgheş pe tronsonul dintre Leşul Ursului şi Bălan. – A SC"GEOLEX"SA arhívuma, Csíkszereda.

KRÄUTNER, H. G., UDRESCU, CONSTANŢA, GAFTOI, FILOFTEIA 1992: Sulfur isotopes and trace elements in copper ores and pyritic schists from Bălan (East Carpathians). – *R.J. of Mineral Deposits* **75,** 1–30.

LACZKÓ, A. A. 2001: A Madarasi-Hargita szomszédságában levő porphyry–copper ércesedésre települő epitermális ércesedési fázis jelenlétének igazolása folyadékzárványok segítségével. – Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Kolozsvár, 81–82.

LACZKÓ, A. A. 2003: The prezence of tourmaline in the Harghita Mountains' volcanic structures. – *Studia Universitatis Babeş–Bolyai, Cluj-Napoca, Geologia* – **Special Issue,** 53–55.

LACZKÓ, A. A., GHERGARI, LUCREŢIA & TÓTH, A. 2003: Surse de poluare în perimetrul mineralizaţiei cinabrifere de la Sântimbru Băi, judeţul Harghita. – *Environment & Progres – 2003, Universitatea "Babeş–Bólyai", Cluj-Napoca,* 303–307.

LACZKÓ, A. A., GHERGARI, LUCREŢIA & GÁL, J. 2004: The impact of the supergene alteration processes in the polution of the mining area from Sântimbru-Băi (Southern Harghita mountains). – *R.J. Petrology* **79/1,** 38 p.

LACZKÓ, A. A., GHERGARI, LUCREŢIA & GÁL, J. 2005: A Csíkszentimre-büdösfürdői (Dél-Hargita hegység, Románia) higanytelepen kialakult mállási öv ásványtani és geokémiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **135/1,** 143–165.

MÂRZA, I. 2002: Geneza zăcămintelor de origine magmatică – Metalogenia hidrotermală.6. – Presa Universitară Clujeană, 516 p.

PÁL-MOLNÁR, E. 2000: Hornblendites and diorites of the Ditró syenite massif. – Dep. of Min., Geoch. and Petr., Univ. of Szeged, Hungary. 172 p.

PELTZ, S. 1969: Studiul petrografic al părţii de sud-est a Munţilor Călimani. – *Inst. Geol. St. Tehn. Ec.* **1/4,** 1–206.

PELTZ, S., ŞTEFĂNESCU, M., BALLA, Z. & GHEORGHIU, A. 1981: Date noi privind structura geologică a regiunii Zebrac–Mermezeu (Stânceni, Munţii Călimani). – *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* **66/5,** 86–93.

PELTZ, S., STANCIU, C., BALLA, Z., GHEORGHIU, A., NIȚULESCU, I., POMÂRLEANU, V. & UDRESCU, C. 1982: Date noi privind mineralizația hidrotermală de la Stânceni (Munții Călimani de Sud). – *D.S. Inst. Geol. Geof.* **67/2,** 113–160.

PELTZ, S., PELTZ, M., BRATOSIN, I. & IANC, R. 1981: Contribuții la cunoașterea mineralizației de fier din regiunea Lueta–Vlăhița–Chirui (județul Harghita). – *D.S. Inst. Geol. Geof.* **64/2,** 81–116.

PÉCSKAY, Z., SZAKÁCS, S., SEGHEDI, I. & KARÁTSON, D. 1992: Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez. – *Földtani Közlöny* **122/2–4,** 265–286.

PINTEA, I. 1995: Fluid inclusions microthermometry. Some typical exemplars. – *R. J. of Mineralogy* **76/2,** 25–36.

PINTEA, I. & LACZKÓ, A. A. 2005: Preliminary microthermometric data related to a complex magmatic – hydrothermal system from Santimbru-Bai (South Harghita Mountains, Romania) – *Geo 2005 – Proceedings of the annual scientific session and field trip guide, Roșia Montana 20–21 May 2005, 95–96,* IGR.

SEGHEDI, I. & RĂDAN, S. 1992: Zunyite and natroalunite occurrences in the Călimani caldera: comparation with other East Carpathians occurrences. – *R.J. of Mineralogy* **75/1,** 39–40.

SCHMIDT, S. 1882: Haematit a Hargitából. – *Orvos. Természettud. Értesítő, II. Természettud. Szak.* **4/3,** 250–265.

STANCIU, C. 1982: Sructura eruptivă de la Mădărașul Mare din partea centrală a Munților Harghita. – *D.S. Inst. Geol. Geof.* **67/1,** 127–146.

STANCIU, C. 1984: Hypogene alteration genetic types related to the Neogene volcanism of the East Carpathians, Romania. – *An. Inst. Geol. Geof.* **64,** 235–243.

STANCIU, C. 1996: Zonele de alterare hidrotermală interceptate de foraje în vulcanitele neogene din Carpații Orientali. – *An. Inst. Geol. al României* **69/1,** 259–261.

SZAKÁCS, AL. 1992: The siderite of the neogene volcanism-related iron ores in the East Carpathians (Romania). Mineralogical and chemical features. – *R.J. of Mineralogy* **75/1,** 44 p.

SZAKÁCS, AL. & GAFTOI, F. 1992: Isotopic composition of oxygeni, carbon and sulphur in siderite ore deposits associated to neogene volcanism in the East Carpathians – preliminary data. – *R.J. mineral deposits* **75,** 39–43.

SZAKÁCS, AL. & SEGHEDI, I. 1995: Time-space evolution of Neogen–Quaternary volcanism in the Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain. – *R.J. of Stratigrafy.* **76,** 24 p.

SZAKÁCS, AL., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1995: Genetic types and Age of Volcanoclastics in the Călimani–Gurghiu–Harghita Volcanic Chain (East Carpathians): Towards a new Volcanological Model. – *Xth R-C-M-N-S- Congress Bucharest, D. S. Sed. Inst. Geol. Geof.* **76/7,** 53–54.

TĂNĂSESCU, L. 1967: Date noi asupra formațiunilor geologice de adâncime din bazinul Mădăraș și asupra mineralizației de sideritä. – *St. Geol. Ec.* **7,** 189–206.

TĂNĂSESCU, L. 1978: Date asupra prezenței turmalinei și fluorinei în vulcanitele neogene din munții Harghita. – *D. S. ale ședințelor* **64** (1976–1977), 37–41.

VAJDA, L. 1983: A szentkeresztbányai vasgyártás története. – Politikai Könyvkiadó, Bukarest.

PELTZ, S, STANCIU, C., ANASTASE, S., TĂNĂSESCU, A., UDRESCU, C., VASILIU, C. & VÎJDEA, E. 1974: Jelentés. (Raport geologic – Studiu de sinteză al forajelor de mare adâncime și medie, executate de IPEG-Harghita și corelarea cu datele de suprafață – Forajele de adâncime mare de la Sântimbru Băi și Harghita.). 63. Tema 21. București. – A SC"GEOLEX"SA arhívuma, Csíkszereda.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 16.

Földtani Közlöny 135/3, 479–482. (2005) Budapest

Nekrológ

Dr. KRETZOI *Miklós*
1907. 02. 09. – 2005. 03. 13.



2005. március 13-án, életének 99. évében elhunyt dr. KRETZOI Miklós paleontológus, geológus, a földtudományok doktora, a XX. század meghatározó jelentőségű, nemzetközileg elismert gerinces paleontológusa, 1956–1958 között a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója.

Budapesten született, festőművész házaspár egyetlen gyermekeként.

Elemi iskolai tanulmányait magántanulóként végezte, majd a budapesti Ciszterci-rend Szent Imre Főgimnáziumában tanult 1917–1925 között. Érettségi után a Pázmány Péter Tudományegyetem természetrajz–földrajz szakára iratkozott be, majd fél év múltán szabad bölcsészként folytatta tanulmányait.

Az 1927-es budapesti Nemzetközi Zoológiai Kongresszuson tartja első sikeres előadását, majd még egyetemistaként közreadja a jelenkori és kihalt macskafélékkel foglalkozó kutatásainak eredményeit.

1929-ben végez az egyetemen, 1930-ban egyetemi doktorátust szerez őslénytan, földtan és földrajz szaktárgyakból Pécsett.

Egyetemista korától egészen 1933-ig díjazás nélküli önkéntes gyakornok a Földtani Intézetben.

1933–1941-ig térképező olajgeológus–geofizikusként dolgozik az újraindult petróleum-kutatásban a Dunántúlon (Eurogasco, majd MAORT).

1941–1950 között a Magyar Nemzeti Múzeumban paleontológus, 1942-től a Föld- és Őslénytár osztályvezetője. Mint muzeológus, gyűjteményi anyagokkal, elsősorban a magyar ősemlős-anyaggal foglalkozik (feldolgozás és kiállítások), csak ritkán gyűjthet (ásatások Betfia, Gombaszög térségében).

1950-ben átléphetett a Földtani Intézet állományába, mint a gerinces őslénytan specialistája, az Őslénytani Osztály vezetője. Kutatási módszere sajátos, a környezeti hatásokat alapul vevő fejlődéstörténeti szemlélete újszerű. Számtalan újonnan felfedezett, kihalt ősgerincest ír le, megalkotja a negyedkor szárazföldi emlősökön alapuló rétegtanát.

1952-ben a földtani és ásványtani tudományok doktora lesz. Villányi-hegységi ásatásai alapján 1956-ban monográfiában dolgozza fel a hegység alsó-pleisztocén gerinces faunáit.

1956 szeptemberében fél évre elvállalja a Földtani Intézet igazgatói posztját, de 1958 februárjáig marad ezen a helyen. Az Intézetben az új, távlati térképezési tervekhez igazodó regionális, területi osztályokat és speciális laboratóriumi csoportokat hoz létre.

1958-tól kiemelt kutató a Földtani Intézetben, legfontosabb munkái ekkor a régészettel kapcsolatosak, Tata, Vértesszőlős, Érd paleolit lelőhelyeinek gerinces paleontológiai anyagát dolgozza fel. A rudabányai praehominida-kutatások 1967-ben kezdődnek, 1978-ig vezeti a világhírűvé váló ásatásokat, nevéhez fűződik a *Rudapithecus* leírása.

1970–1974 között tanszékvezető egyetemi tanár a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Állattani és Embertani Tanszékén, innen megy nyugdíjba 1974-ben.

Tudományos munkásságát folytatva két hatalmas munkával koronázza meg életművét. Elvégzi az emlősállatok teljes rendszertani–nevezéktani áttekintését, valamint lezárja a rudabányai prehominida-lelőhely leletanyagának monografikus feldolgozását. Előbbi munka 2000-ben, az utóbbi 2002-ben, 95 éves korában került kiadásra.

Életművéért 1992-ben Széchenyi-díjat kapott.

Kiváló tudós és pedagógus volt, munkatársai, tanítványai tisztelettel őrzik emlékét.

BREZSNYÁNSZKY Károly — SZENTPÉTERY Ildikó

Legfontosabb munkáiból:

KRETZOI, M. 1929: Materialen zur phylogenetischen Klassifikation der Aeluroideen. – X. Congres International de Zoologie, 1927, Budapest, 1293–1355.

KRETZOI M. 1929: Felida tanulmányok /2. Aeluroidea Közlemény/. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, Budapest, 1-22.

KRETZOI, M. 1941: Ősemlősmaradványok Betfiáról. – *Földtani Közlöny* **71**, 235–261.

KRETZOI M. 1953: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. – A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Földtani Bizottsága által 1952. szeptember 26–28-án tartott Alföldi Kongresszusa, Budapest, Alföldi Tanulmányok, 89–99.

KRETZOI M. 1956: A Villányi hegység alsó-pleisztocén gerinces-faunái. = Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. – *Geologica Hungarica. Series Palaeontologica* **27**, 264 p.

KRETZOI M. 1961a: A diósdi gerinces-fauna és a miocén–pliocén határ kérdése. – *Földtani Közlöny* **91/2**, 208–214.

KRETZOI, M 1961b:. Die Wirbeltierfauna von Diósd und die Frage der Miozän–Pliozän–Grenze. – *Földtani Közlöny* **91/2**, 214–216.

KRETZOI, M. 1964: Die Wirbeltierfauna des Travertinkomplexes von Tata. – In: VÉRTES, L: Tata, eine mittelpaläolitische Travertin-Siedlung in Ungarn, Budapest, Akadémiai Kiadó, 105–126.

KRETZOI, M. 1964: A gerinces állatok fejlődése. – In: Tasnádi Kubacska A.(szerk.): Az élővilág fejlődéstörténete. Budapest, Gondolat, 351–545.

KRETZOI, M., VÉRTES, L, 1964: Die Ausgrabungen der mindel-zeitlichen (Biharien-) Urmenschensiedlung in Vértesszőllős. – *Acta Geologica* **8/1–4**, 313–317.

KRETZOI, M., GÁBORI-CSÁNK, V. 1968: Zoologie archéologique. – In: GÁBORI-CSÁNK, V.: La station paléolithique moyen d'Érd. – Budapest, Akadémiai Kiadó, 223–244.

KRETZOI, M. 1969a: Geschichte der Primaten und der Hominisation. – *Symposia Biologica Hungarica* **9**, Budapest, Akadémiai Kiadó. 23–31.

KRETZOI M. 1969b: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. – *Földrajzi Közlemények* **17/3**, 179–198.

KRETZOI, M. 1975: New ramapithecines and *Pliopithecus* from the Lower Pliocene of Rudabánya in northeastern Hungary. – *Nature* 257, 578–581.

KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1980: Pliocene and Pleistocene development and Chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geologica* 22, 3–32.

KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1982: Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. – In: PÉCSI, M. (szerk.): Quaternary studies in Hungary. *Elmélet – Módszer – Gyakorlat,* 24, 11–42.

KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1982: A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. - *Földrajzi Közlemények* 30/4, 300–326.

KRETZOI, M., DOBOSI, V. T. (eds) 1990: Vértesszőlős. Site, Man and Culture. – Budapest, Akadémiai Kiadó, 554 p.

KRETZOI, M. 2000: Index generum et subgenerum Mammalium. Leiden, 2000, Backhuys Publ. Sect 1. XVI, 433 p. Sect 2. 434–726. – Fosssilium Catalogus. I: Animalia. Pars 137.

KRETZOI, M. 2002: The Fossil Hominoids of Rudabánya (Northeastern Hungary) and Early Hominization. – Budapest, Hungarian National Museum, XXII, 287 p.

Földtani Közlöny 135/3, 483–488. (2005) Budapest

Fórum

A Föld bolygó éve

A tervek szerint az Egyesült Nemzetek Szervezete kész meghirdetni a Föld bolygó nemzetközi évét, amennyiben a nemzetközi szakmai szervezetek mellett a kormányok is fontosnak tartják ennek kinyilvánítását. Erre tehát akkor kerül sor, ha az egyes országok illetékes minisztériumai jelzést adnak a külügyminisztériumnak és a nemzeti UNESCO Bizottságnak, hogy támogatják a kezdeményezést, majd a fentiek a jelzést továbbítják az UNESCO-nak, és az ENSZ közgyűlésén a kormányok képviselői támogatják a tárgyban benyújtandó határozattervezetet. Az eredeti tervek szerint a Föld éveként a nemzetközi szervezet egy évet fog kijelölni, amelynek azonban lesz egy felvezető és egy lecsengő éve is.

A Föld éve projekt kinyilvánítását az a körülmény tette indokolttá, hogy a Földtudományok Nemzetközi Uniójának (IUGS) felmérése szerint az utóbbi másfél évtizedben világméretekben rendkívüli mértékben lecsökkent a földtudományoknak a társadalomba való beágyazódottsága, társadalombeli szerepe, jelentősége. A különböző, „váratlannak" minősített katasztrófák szomorú indokoltságát adták a kérdés napirendre tűzésének, jóllehet már a mai ismereti szinten is sok intézkedés lenne megtehető ezeknek — ha nem is a kiküszöbölésére — de bizonyos mértékű csökkentésére, nem ritkán előrejelzésére is.

Jelenleg az alábbi témakörök nyertek önálló megnevezést, amelyek köré különböző rendezvények, tevékenységek szerveződésére lehet számítani nemzetközi méretekben, és országonkénti bontásban is:

1. Talaj és rétegvizek,
2. Veszélyforrások,
3. A Föld és az egészség,
4. Éghajlat,
5. (Ásvány és) erőforrások,
6. Megapoliszok,
7. A Föld mélye,
8. Óceánok,
9. A talaj,
10. A Föld és az élet.

A szaktárcák közül érdemi kapcsolatfelvételre eddig csak a Természetvédelmi Hivatallal került sor, ahol a lehetséges feladatokat egyeztettük. A fenti listából a 6. és a 8. kivételével különböző mértékben ugyan de Magyarország is érintett. A jegyzékből az is kitetszik, hogy a kérdéskör több minisztérium szakterületére terjed ki. Ezek az alábbiak: a Gazdasági Minisztérium, a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, az Egészségügyi Minisztérium, az Oktatási Minisztérium és a Kulturális Minisztérium. Nem lehet kétségünk afelől, hogy a fenti kapcsolódó területek gazdasági és tudományos szakemberei egyaránt magukénak érzik a Földet, amelyen annak rendhagyó fizikai és kémiai adottságai révén az élet kialakulhatott, és példátlan mértékű fejlődése megvalósulhatott. Ezt a rendkívül törékeny egyensúlyt a Föld belső adottságaiból fakadó, továbbá földön kívüli hatások egyaránt súlyosan fenyegetik. Ezeket a hatásokat az emberiség —

tudatos, összehangolt tevékenységével —csökkenteni képes, de sajnos, féktelen mohóságával a veszélyeket, katasztrófákat meg is tudja sokszorozni. Ezért kellene, hogy a Föld valamennyi országa, így Magyarország is erőfeszítéseket tegyen ennek a kérdésnek az oktatásban és a közművelődésben való tudatos elmélyítése, a gazdasági szféra minden területén történő fel- és elismertetése érdekében. Ezeknek a nagyon bonyolult és számos napi, pillanatnyi érdeket is sértő kérdéseknek a megnyugtató megoldásához csak közös erőfeszítés révén juthatunk el. Hinnünk kell abban, hogy megfelelő felvilágosító és oktató- nevelői tevékenység eredményeként a kérdés súlyos voltát mindenki átlátja, és hogy a földtani és a társszakmák szakemberei készséggel lesznek közreműködői annak a nagyjelentőségű eseménysorozatnak, amely a fenti globális vagy regionális érvényű gondok megoldását, de legalábbis elviselhető kezelését célozza meg.

A Föld bolygó évével kapcsolatos részletes, aktuális információk az IUGS www.iugs.org/ internetes címén érhetők el, ahol önálló tárgyként jelenítik meg az International Year of Planet Earth programot.

Napjainkig ennek érdekében csupán az alábbi témák kerültek megfogalmazásra:

— Földtani természeti értékekről a megszerezhető pénzügyi források függvényében:

a/ egy olya közművelődési célú kiadvány elkészítése és közreadása, amelyhez a csatlakozó áttekintő térképeken a vonatkozó földtani objektumok mellett a különböző célú tanösvények is feltüntetésre kerülnek, beleértve a botanikai és a zoológiai értékek ismertetését is, minthogy a természetkedvelők többsége nem egyetlen tárgykör iránt mutat érdeklődést.

b/ a fenti pontban jelzett kiadvány helyett csak a térképi anyag készül el.

— Az erdei iskolákban az adott hely környezetében lévő földtani értékek előadás keretében történő ismertetése és lehetőség szerint azoknak egy kirándulás keretében történő bemutatása. Célszerű lenne az erdészeti példa követése, vagyis az erdei iskolák számára megvásárolható programcsomagok elkészítése.

— Legalább a csúcs év keretében fel kellene keresni az általános iskolákat abból a célból, hogy egy összevont környezetvédelmi óra keretében geológusok, IV. és V. éves geológushallgatók és doktoranduszok ismertetést tartsanak egyrészt magáról a Föld bolygó évéről, másrészt a földtani veszélyforrásokról és lakóhelyük tágabb környezetének földtani felépítéséről, értékeiről. Ehhez az érintett terület földtani képződményeinek bemutatása egy fél- vagy egésznapos kirándulás keretében kapcsolódhatna.

— Támogatni kellene a Földtani Örökségünk Természetvédelmi Egyesületet az általa meghirdetendő középiskolai pályázatok lebonyolításában, és a díjak fedezetének megteremtésében. Hasonlóképpen támogatásra szorulnak a meghirdetendő fotópályázatok is.

—Terveink szerint a védett területeken (nemzeti parkok, tájvédelmi körzetek) területére eső alapszelvények adatainak összegyűjtésével teljessé kellene tenni a földtani alapszelvények adatbázisát.

A fentiekben felsorolt programok közül a 2. (erdei iskola) és a 3. (környezetvédelmi óra az iskolában) megvalósításához tisztelettel kérjük azon kollégáink jelentkezését, akik vállalják a fent jelzett előadások megtartását

és/vagy kirándulások vezetését. A 3. bajusz esetében kérjük megjelölni azt az iskolát, amelyben a környezetvédelmi óra keretében közre kíván működni.

Egyúttal kérünk minden kollégát, hogy éljen saját lehetőségeivel mind a fenti pontok teljesíthetősége, mind a kormányzati szervek irányában megtehető lépések érdekében abból a célból, hogy elvi és gazdasági támogatást kapjunk a Föld éve programban való hathatós közreműködéshez.

Észrevételeiket, javaslataikat, vállalásaikat az alábbi e-mail címre kérjük továbbítani: falus@elgi.hu.

A geológiai szakma sorsa és a mai szakemberek, állami és tudományos vezetők felelőssége

A Magyarhoni Földtani Társulat egyik legutóbbi hírlevelében a Választmány felhatalmazása alapján felhívást tettünk közzé abból a célból, hogy közös erőfeszítéssel kísérletet tegyünk a szakma megmentése érdekében. Szomorúan kellett konstatálnom, hogy néhány kolléga kurta szóbeli reakcióján kívül érdemi visszajelzést nem kaptam. Ez arra késztetett, hogy a hírlevélben megfogalmazottakat a Földtani Közlöny hasábjain is közzétegyük, remélve, hogy a kedves kollégák a nyári szünet múltán nagyobb fogékonysággal rendelkeznek az alábbiakban kifejtendő kérdések iránt.

A rendszerváltás következményeként a korábbiaknál lényegesen nyitottabbá vált az ország gazdasága, ebből adódóan a gazdaságtalannak minősített nyersanyagfajták hazai kitermelése radikálisan megcsappant, rövid időn belül bányák sora került bezárásra, ezzel összhangban azok kutatásával foglalkozó vállatok, irodák is sorra szűntek meg. Napjainkra a szilárd ásványi nyersanyagok köréből szinte csak az építőipari nyersanyagok csoportjával foglalkozó vállalkozások maradtak fenn, igaz azok is leginkább a külföldi tulajdonban. Az évek során a nyersanyagkutatással és a vagyonszámítással, értékeléssel, nyersanyagkutatási jelentések készítésével foglalkozó szakemberek száma is alaposan megfogyatkozott, a megmaradottak is is szinte kizárólag nyugdíjasok. A korábbi években a gyakorlati igények kielégítését célzó kutatási és termelési feladatok ellátását végzők rendszerint feladattal látták el az első közelítésben csak tudományosnak minősíthető kérdésekkel foglalkozó szakemberek széles körét is. A nyersanyagkutatás radikális csökkenése, — számos nyersanyag esetében teljes megszűnése — a tudományos kutatási szakterületek széles körében is visszaeséssel járt, bár itt az OTKA egyes — szerencsésebb — területeken a korábbiaknál is nagyobb mérvű fejlődésre biztosított lehetőséget.

Az utóbbi évtizedben példátlan mértékű gazdasági fejlődés zajlott le a világ két legnépesebb országában: Kínában és Indiában, ami egyre növekvő mértékű nyersanyag- és energiafelhasználással jár együtt. Az energiafelhasználás növekményének túlnyomó hányada a fosszilis, vagyis meg nem újuló energiahordozókból származik, ezért a növekvő mértékű hulladékenergia, és az ezek nagyobbik részével együtt járó üvegházhatású gázok kibocsátása miatt felborulni látszik a Föld hőháztartása is. A fogyasztói társadalom növekvő mértékű elterjedésével globális méretekben is növekszenek a környezetvédelmi gondok.

Ez előbb-utóbb azzal jár, hogy a legfejlettebb országok sem dughatják hosszú ideig a homokba a fejüket, vagyis saját hazájukon kívül, pl. Botswanában, Chilében és Kambodzsában is eleget kell tenniük a szigorodó mértékű környezeti előírásoknak, ami egyértelműen a termelési költségek növekedésével jár együtt. Ezt a folyamatot erősíti továbbá az a körülmény, hogy a közlekedésben és a szállításban ugyan csak azok a fosszilis energiahordozók játszák a főszerepet, amelyeknek az ára is erőteljesen növekvő tendenciát mutat. Különösen vonatkozik ez szénhidrogénekre, vagyis már a közeljövőben is felértékelődik a korábban gazdaságtalannak minősített helyi nyersanyag előfordulások egyre szélesebb köre. Lényegében ez a tendencia rajzolódik ki FÖLDESSY Jánosnak a MFT legutóbbi közgyűlésén elhangzott előadásából is. Számítanunk kell tehát arra, hogy bizonyos nyersanyagfajták iránt hazánkban is meg fog növekedni az érdeklődés, vagyis a korábban különböző szinten megkutatott, illetve termelésből kivont területeken is megindul, illetve újra indulhat a termelés.

Hic Rhodus, hic salta, vagyis itt az idő arra, hogy felmérjük, a geológia mely szakterületén rendelkezünk még hadra fogható szakemberekkel, pontosabban mely területeken vannak már olyan mérvű hiányok, amelyek ellátására jelenleg is képtelen lenne a szakma. Igaz ugyan, hogy a jövőben a nyersanyagkutatás várhatóan már nem lesz állami feladat, de miután a felszín alatti nyersanyagok ma is állami tulajdont képeznek, az állam képviseletét ellátó Magyar Geológiai Szolgálatnak rendelkeznie kell olyan szakértői háttérrel, amely garantálni képes, hogy azok ne kerülhessenek elkótyavetyélésre. Annak érdekében tehát, hogy az MGSz a kormányzatok felé ebben a kérdésben világos és egyértelmű véleményt formálhasson, és egyúttal a kormányzati szervek részéről meghozandó döntések érdekében megfelelő javaslatokkal állhasson elő, mielőbb el kell végezni a jelzett felmérést. Ez a felmérés két csatornán keresztül látszik célszerűen megoldhatónak. A nyersanyagkutatással és egyáltalán a geológia gyakorlati szakterületével foglalkozók körének felmérésére a Magyar Geológia Szolgálat látszik a leghivatottabbnak, míg a gyakorlati jellegű geológiával csak alkalmi kapcsolatot fenntartó szakterületeket művelők körét leginkább a Magyarhoni Földtani Társulat képes áttekinteni. Miután azonban a geológia valamely ágát művelő szakembereknek kb. csupán a fele tagja a Magyarhoni Földtani Társulatnak, ezért a teljeskörű felmérés érdekében lehetséges, hogy mindkét csoport felmérését mindkét csatornán el kellene indítani. Nem tagadható, hogy a fenti felmérés — az állam/ország korábban már megfogalmazott érdekei érvényre juttatási lehetőségének megteremtése mellett — a szakma érdekérvényesítő képességének megalapozását is szolgálja, ami már hosszú ideje mélyponton van.

A szakmai érdekérvényesítő képességének erősítéséhez — a fenti mellett — további lépésekre lenne szükség. A számos lehetőség közül kettőt tartok célszerűnek megemlíteni. Régi hiányosság, hogy a nagy volumenű autópályaépítés kínálta lehetőségeket a szakma nem tudja kiaknázni, miközben a régészet a beruházás 0,008 ezrelékéből leletek sokaságát tárja fel, és készít korszerű dokumentációt. Elképzelhetetlennek tartom, hogy a Gazdasági Minisztérium nem lenne meggyőzhető arról, hogy a talpunk alatt lévő legkülönbözőbb korú és litológiájú képződmények a földtörténeti események éppen olyan sajátos dokumentumai hazánk földjének, mint az emberiség történetének a Föld legfelső rétegekben megőrződött termékei, nyomai. A kettő között ugyanakkor egy nem

lényegtelen különbség is hangsúlyozást érdemel, nevezetesen, hogy a kulturális haszon mellett, amit az élővilág evolúciós vagy éppen katasztrófák által vezérelt fejlődése jelent, még nagyon fontos gazdasági értékű információkat is tartalmaz. Gondolom, magunkat erről nem kell meggyőzni, annál inkább a döntéshozókat. Éppen ezért fontosnak tartom, hogy adjunk az MGSZ számára olyan argumentumokat, amelyekkel sikerrel érvelhet az autópályaépítések során feltáruló szelvények dokumentálásának, a leletek begyűjtésének, adott esetben egyes szelvényszakaszok természetben történő megőrzésének érdekében. A hazai földkéreg felépítéséről és fejlődésének fontosabb szakaszairól éppannyira kötelességünk a kor szintjén tájékozottnak lenni, mint a területünkön átvonult népek történetéről. Senki nem vitatja, hogy az élet fejlődésének a *Homo sapiens* a legfejlettebb állomása, de itt lenne az ideje annak, hogy ne úgy tekintsünk rá, mint az egyetlen fontos tényezőre. Ahhoz, hogy kényszeríthessük magunkat az általunk alkotott piedesztálról történő leszállásra — amit egyébként sem érdemeltünk ki — ideje lenne megteremteni a hathatósabb bepillantás lehetőségét az élővilág fejlődéstörténetébe. A geológia tudománya — a Föld fejlődéstörténete mellett — az élet fejlődéstörténetének dokumentumait is magába foglalja, ily módon a természettudományos szemlélet elmélyítésének legautentikusabb eszköze, amit jelenlegi oktatási rendszerünk szinte egyáltalán nem aknáz ki.

Egy további fontos érv hangzott el MFT legutóbbi (2005. június 23-ikai) választmányi ülésén. A törvény nem rendelkezik arról, hogy egy nyersanyagkutatási zárójelentés elkészítésére ki jogosult. El kell érni, hogy ez a helyzet megváltozzék. Tisztelettel kérem tehát a kedves kollégákat, hogy észrevételeikkel, kiegészítő szempontjaikkal segítsék elő a felmérés minél alaposabb — a részterületeket is figyelembe vevő — lebonyolítását, továbbá a szakma érdekképviselete szempontjából fontosnak tartott lépések, argumentumok összegyűjtését.

A tervezett felmérés szakterületi csoportjainak és szakterületeinek előzetes jegyzéke

- Agyagásványtan
  - Vizsgálati módszerei: RTG
    - DTA
- Általános földtan
  - Földtörténet
  - Paleogeográfia
  - Szerkezetföldtan
  - Paleomágnesség
  - Törmelékes szedimentológia
  - Karbonátos szedimentológia
  - Magmatizmus (éspedig: ?)
  - Hidrogeológia
- Földtani természetvédelem
- Ásványtan-Geokémiai
  - Stabilizotóp
  - Radioaktív izotóp
  - Magmás petrográfia (éspedig)
  - Törmelékes üledékes petrográfia
  - Karbonátos üledékes petrográfia
  - Ércteleptan (éspedig: ?)
  - Nem érces ásványok földtana (éspedig:?)
- Geomatematika
  - Geostatisztika
  - Készletszámítás, ill. -becslés
- Mérnökgeológia és Környezetföldtan
  - Agrogeológia
  - Városi geológia
- Oktatás és Közművelődés
  - Középiskolai tankönyv
  - Közművelődési
- Őslénytan-Rétegtan
  - Nannoplankton
  - Mikropaleontológia
    - Palinomorfa

Acritarcha
Ostracoda
Radiolária
Egyéb mikroszervezetek (éspedig:?)
Makropaleontológia
Paleofitológia
Alga (zöld, vörös, egyéb)
Korall
Szivacs
Echinodermata (éspedig:?)
Brachiopoda
Kagyló-csiga
Ammonitesz
Gerinces (éspedig:?)
Tudománytörténet

A fenti jegyzék csupán egy előzetes vázlat. Kérek minden szakembert, különösen az egyes szakosztályok és területi szervezetek, valamint geológiai tárgyakat oktató tanszékek (geológus) vezetőit vagy szakoktatóit, hogy szakterületükön belül tegyék meg a szükségesnek ítélt kiegészítő javaslataikat a jegyzékre és a felmérést megkönnyítő táblázat tartalmi tagolására, valamint a felmérés gyakorlati kivitelezésére vonatkozóan. Számos helyen további részletes felosztás lenne eszközölhető. Ezeket többnyire a zárójelen belül „éspedig" szóval egészítettem ki, miután nem vagyok biztos abban, hogy ez valóban szükséges. Kiegészítő megjegyzésre van szükség akkor is, ha a végzett vagy végzendő tevékenység a földtörténetnek csak bizonyos időszakára vonatkozik, vagy a tevékenység kifejezetten módszerspecifikus.

Időközben az események túlléptek rajtunk, az MGSZ területén drasztikus szigorítások, már ebben az évben életbe lépnek, ezért annál indokoltabb, hogy megpróbáljuk legalább a továbbiaknak elejét venni.

Észrevételeiket, javaslataikat az alábbi e-mail címre kérjük továbbítani: falus@elgi.hu.

2005. szeptember 26. Császár Géza

Földtani Közlöny 135/3, 489–492. (2005) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: PIROS Olga

Helyreigazítás

A 135/2. füzet Társulati ügyek című rovatában megjelent anyag a következő címen szerepel: „A Magyarhoni Földtani Társulat 1999. évi ülésszakán a szakosztályokban és a területi szervezetekben elhangzott előadások". A cím helyesen: **A Magyarhoni Földtani Társulat 1999. évi ülésszakán a szakosztályokban és a területi szervezetekben elhangzott előadások**. A fejlécben a helyes füzetszám: 135/2.

A hibákért az olvasók szíves elnézését kérem.

PIROS Olga
technikai szerkesztő

RENDEZVÉNYEK

Megnyílt a Tusnádi Borvízmúzeum

A Föld Napjának megünneplése idén rendhagyó módon történt a Csíki-medencében. Köztudott, hogy a Székelyföld, sajátos földtani helyzetéből fakadóan, bővelkedik ásványvizekben, nemcsak számos, de változatos összetételű természetes borvízforrás fakad vidékszerte. E források felhasználása ősidők óta ismert. Különös természeti adottságuknak köszönhetően kialakult egy sajátos kultúra, amely ivó- és fürdőkultúrát egyaránt jelent. Ennek az értéknek kíván emléket állítani Erdélyben (tudomásunk szerint) az első borvízmúzeum, amely 2005 áprilisában, a Föld Napján nyílt meg Tusnádon, a Bagoly-forrás szomszédságában.

Ha már múzeum, akkor az olvasó és az odalátogató joggal gondol valami értékmentésre, és nem is téved. Olyan múltbeli értékekre szeretné felhívni a figyelmet, amely ma még létezik, ha nem is az eredeti formájában, de máris odafigyelésre, megóvásra szorul. Ha a korábbi századot az ipari forradalom századának nevezték, akkor a XXI. század a tiszta víz és tiszta környezet századának nevezhető.

A múzeum ötlete és megvalósítása, amint azt az újonnan épített „jurtában" is olvashatjuk, „civil alapon" történt. Pályázatok és mecénások támogatásával létrejött talán a világ „legkisebb, de annál értékesebb múzeuma" – ahogy egyik látogató fogalmazott. A jurta formájú épületet ESZTÁNY Győző műépítész tervezte, a csíkszeredai Polgár-Társ Alapítvány, Tusnád Rt., Csíki Székely Múzeum, a budapesti Pagony Rt. stb. anyagi segítségével épült meg. A kialakított belső falfelületeket a szervezők (Csíki Természetjáró és Természetvédő Egyesület, a budapesti Ars Topia Alapítvány és a Magyar Állami Földtani Intézet) JÁNOSI Csaba vezetésével gazdagon rendezték be. A teljesség igénye nélkül, említést érdemel az első, egyik legkülönösebb rész, amely „A víz szentsége" címet kapta, ahol az esszénus „Béke evangéliuma" apokrifből szerepel egy figyelemre méltó idézet. Továbbá a „Borvíz geológiája" következik, amely régi- és korszerű térképek segítségével a térség földtani képződményeit mutatja be röviden, de az ásványvízkutatásról is szól. Egy fúrószár mellett néhány kőzettömb is kiállításra került, amely a források körül lerakódott ásványi kiválásokat szemlélteti (pl. kovásznai realgár és auripigment). A harmadik kiállítási rész egy emlékszoba, a táj és az ásványvíz kiváló kutatójának és ismerőjének, KRISTÓ Andrásnak állít emléket. Az ismert geológus családjának köszönhetően, ezt a részt a tárgyi emlékek teszik hitelessé. Ott találjuk íróasztalát, könyveinek egy részét és nagy elődeinek fényképét. A terepi felszereléséből az elmaradhatatlan kalapács, esőköpeny és hátizsák úgy lóg ott, mintha csak most akasztotta volna oda a tulajdonosa.

A tér többi részében a fürdő- és az ivókultúra hangulata „árasztja el" a látogatót, egy nyírfapad mellett egy kisasztalon fürdőorvosok névjegyei találhatók. A falon itt is plakátok és képeslapok árulkodnak a régmúlt idők fürdővárosainak hangulatáról. Továbbhaladva, a palackozás története is szemünk elé tárul, számos régi palack és borvízkorsók, valamint a palackozás eszközei: üvegmosó, dugaszoló a hajdani híres kászoni Salutaris töltődéből. Posztereken látható számos régi címke és reklám. Nem maradhat el a

Csomád–Bálványos régió tájainak bemutatása sem, védett növényeivel és állataival.

A borvízmúzeum szervezett bemutatása a geológus társadalom számára legközelebb az októberben rendezendő VII. Székelyföldi Geológus Találkozó alkalmával lesz, amelyre minden „földtanközeli" szakembert szeretettel várnak. Természetesen nemcsak ekkor tekinthető meg az egyedi múzeum, hanem egész évben, ha éppen arra jár az érdeklődő turista.

UNGER ZOLTÁN

Beszámoló a 8. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről (2005. május 18–21.)

Idén tavasszal, a Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztályának vezetése immár nyolcadik alkalommal rendezte meg az Őslénytani Vándorgyűlést. Idén először határainkon túlra, Erdélybe látogattunk el. A nagyobb távolságok miatt programunk az eddigieknél hosszabb (négy napos) volt. Buszunk reggel indult Budapestről és egy dévai megálló után, estére értünk el a szállásra. A vándorgyűlésen részt vevő 45 kolléga az őraljaboldogfalvai Kendeffy-kastélyban és a hátszegi Bucura Hotelban szállt meg.

A Kendeffy-kastélyban tartottuk a tényleges konferenciát is a program második napján. A különleges helyszínen, az előadóterem eklektikus, neogót, fával borított boltívei alatt elhangzott 22 előadás és a bemutatott 15 poszter jól reprezentálta a hazai őslénytan legkülönbözőbb területeit és az elmúlt év eredményeit.

A kastély a közeli Nopcsa-birtok határában áll, s mint az szakmai körökben közismert, báró NOPCSA Ferenc, a neves paleontológus is gyakorta megfordult a Kendeffy családnál, ahol mindig szívesen látott vendég volt. A vándorgyűlés számára tehát aligha találhattunk volna alkalmasabb helyszínt, hiszen a kastély a Nopcsa-féle őshüllő lelőhelyek közvetlen szomszédságában áll.

A Hátszegi-medence híres lelőhelyeit másnap, az első terepi napon tekintettük meg. A teljes szakmai program a következő megállókból állt: Ohábaponor – Ohaba Ponor, (legfelső-albai –cenoman tengeri kréta); Szacsal – Săcel, (Nopcsa-kastély); Szentpéterfalva – Sânpetru (legfelső-kréta szárazföldi sorozat őshüllő maradványokkal); Nalácvád – Nălaţvad, (felső-kréta szárazföldi rétegek ősgerincesek maradványaival); Rákosd – Răcăştia, (szarmata kövületlelőhely); Tustya –Tuştea, (felső-kréta szárazföldi rétegsor, dinoszaurusz tojáshéj maradványokkal).

A terepi program másnap, a rendezvény negyedik (záró) napján folytatódott. Ekkor a Kolozsvár környéki eocén rétegek néhány jellegzetes feltárását (Kolozsvár, Plecska-völgy) tekintettük meg. Hazafelé jövet megálltunk még Magyargyerőmonostor (Mânăstireni) határában is, ahol a tömeges Nummulites előfordulásáról nevezetes Kapusi Formációból gyűjthetett a társaság.

A hagyományoknak megfelelően, a vezetőség most is díjazta a legjobb hallgatói szereplést. Pénzjutalmat és/vagy oklevelet négy kategóriában az alábbi fiatal kollégák kaptak:

Hallgatói előadás kategória: 1. MAKÁDI László (ELTE), 2. BOTFALVAI Gábor (ELTE), 3. RABI Márton (ELTE). *Hallgatói poszter kategória:* 1. TÓTH Emőke (ELTE), 2. SZABÓ Levente (ELTE), 3. SZEITZ Péter (ELTE). *PhD előadás kategória:* 1. KOCSIS László (Université de Lausanne), 2. ŐSI Attila (ELTE), 3. JAKAB Gusztáv (Szegedi TE) és SILYE Lóránd (Babes-Bolyai TE). *PhD poszter kategória:* 1. BABINSZKI Edit (ELTE), 2. SZINGER Balázs (ELTE), 3. CZICZER István (Szegedi TE).

Az eredményhirdetésre és a díjak átadására a hosszú autóbuszos út alatt kerítettünk sort. A szokatlan helyszín és körülmények ellenére a rögtönzött ünnepség emelkedett hangulatú és ugyanakkor kellően vidám is volt. A pénzjutalmak kiosztását a KOCH Sándor Alapítvány és egy kollégánk nagyvonalú felajánlása tette lehetővé.

A résztvevők véleménye alapján elmondhatjuk, hogy a 8. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés jól sikerült rendezvény volt. Ez annak ellenére igaz, hogy a szervezés során előre látható és előre nem látható nehézségekkel egyaránt meg kellett birkózni a vezetőségnek. A szervezés és lebonyolítás kapcsán megkülönböztetett köszönet illeti Wanek Ferenc kolozsvári kollégánkat, aki vállalta a terepbejárás vezetését is. Nagy segítséget jelentett a kolozsvári Bolyai Társaság közreműködése is.

Erdélybe menet és jövet a szakmai programmal párhuzamosan a kirándulásba néhány műemléki, kultúrtörténeti megállót is sikerült beiktatnunk – tovább színesítve ezzel az amúgy is tartalmas programot.

A tervek szerint a jövőre esedékes 9. Őslénytani Vándorgyűlést Ajka székhellyel, a Bakonyban rendezzük meg. Az elképzelések szerint megtekintjük majd a néhány éve felfedezett iharkúti kréta ősgerinces lelőhelyet is, ahonnan a rövid idő alatt híressé lett dinoszaurusz, varánusz, krokodil, teknős, repülő hüllő és madárleletek előkerültek.

FŐZY ISTVÁN

Beszámoló a Pozsonyban Ivan KRAUS professzor tiszteletére rendezett „Szilikátok és szilikátos nyersanyagok a 21. században" című konferenciáról

Ebben az évben töltötte be Ivan KRAUS professzor, a szlovák agyagásvány- és nyersanyagkutatás kiemelkedő alakja 70. életévét. Pályafutása alatt volt a pozsonyi Comenius Egyetem Teleptani tanszékének vezetője, a Szlovák Földtani Társulat elnöke, a Szlovák Agyagásvány Csoport elnöke, az ECGA főtitkára, a Természettudományi Kar dékánhelyettese, valamint oktatásügyi államtitkár. A felsorolt szervezetek egynapos tudományos konferenciát rendeztek a tiszteletére a Comenius Egyetem Természettudományi Karán 2005. június 28-án. A konferencián mintegy 50-60-an vettek részt, jelenlegi és volt munkatársai, tanítványai, barátai. Külföldről Hollandiából 1, Magyarországról 2, Lengyelországból 3 meghívott vendég vett részt, köztük Jan ŚRODOŃ, az ECGA elnöke. Megemlékeztünk a nemrég elhunyt Zdenek WEISS ostravai professzorról, aki a cseh agyagásvány-kutatás kimagasló alakja volt. A konferencia elején különböző szlovák szervezetek üdvözölték az ünnepeltet, külföldről Czeslav AUGUST, a Lengyel Agyag Társaság elnöke, valamint VICZIÁN István az MFT Agyagásványtani Szakosztály elnöke köszöntötték csoportjuk nevében. Mindketten kiemeltük Ivan KRAUS kezdeményező szerepét az agyag-csoportok közép-európai együttműködésének kialakításában. A MFT Elnöksége nevében átadtam a MÁFI által kiadott Velenceihegységi monográfiát, valamint a MÁFI Igazgatója nevében az Intézet épületéről kiadott könyvet.

A tudományos ülésen V. ŠUCHA foglalta össze KRAUS munkásságának eredményeit, majd az ünnepelt tudománypolitikai munkásságáról emlékeztek meg. Ezután 15 tudományos előadás következett, főleg szlovák szerzők részéről. A régi munkatársakat pl. Dionýz VASS és E. ŠAMAJOVÁ, a ma aktív kutatókat pl. Peter KOMADEL a Szlovák Agyag Társaság jelenlegi elnöke képviselték.

A meghívott cseh előadó, Miloš KUŽVART egészségi állapota miatt nem tudott eljönni, de elküldte előadását, amit Ivan KRAUS mondott el. Magyar részről MÁTYÁS Tibor, a Comenius Egyetemen végzett geokémikus, a Tokaji-hegység szilikátos nyersanyagainak marketing problémáiról beszélt szlovák nyelven. VICZIÁN István a kaolinképződés korszakait hasonlította össze a két ország területén, Ivan KRAUS könyve (1989), valamint saját kutatásai alapján.

Este az egyetemi kollégium éttermében fogadás volt az ünnepelt tiszteletére.

VICZIÁN ISTVÁN

PAPP Simon bronzszobrának ünnepélyes felavatása 2005. június 26-án, szülőhelyén Kapnikbányán (Cavnic)

PAPP Simon, azon kimagasló tudású magyar geológusok közé tartozott, aki a nemzetközi életben is ismertté, elismertté vált. A Kapnikbányán született híres földtani szakember, a filozófia, föld- és ásványtani tudományok doktora, egyik kiemelkedő művelője, egyetemi tanár, akadémikus, számos hazai s külföldi tudományos társaság, egyesület tagja és tiszteletbeli tagja volt.

A magyar apától és német anyától származó, kiváló szakember, a volt állami iskola igazgatótanítójának gyermeke, a nagy bányászati hagyományokkal rendelkező kapnikbányai és nagybányai ércbányászok között nőtt fel. Így már gyermekkorában lehetősége nyílt megismerni az ércbányászatot, valamint az ott előforduló érceket és ásványokat. Ekkor szerette meg és kezdett ásványokat gyűjteni, amiben kezdetben, PACHER Lajos anyai nagyapja, a kapnikbányai Róta Annabánya aranyhúzója segítette. A Nagybányán töltött középiskolai évei alatt, dr. SZOKOL Pál geológus, bányatanácsos, a felsőbányai bányaiskola vezető tanára irányította. Az itt gyűjtött legszebb ásványait, később nagylelkűen, a kolozsvári Erdélyi Múzeum Ásványtárának adományozta. 1904-től a Kolozsvári Tudományegyetemen folytatta tanulmányait. Már ebben az időben, tanulmány céljából, bejárta Erdély hegyeit, és SZÁDECZKY Gyula, id. LÓCZY Lajos és CHOLNOKY Jenő professzorokkal az erdélyi Mezőséget. Tanulmányai után Kolozsváron, ahol „summa cum laude" minősítéssel szerezte meg a doktorátust, majd Selmecbányán volt tanársegéd, és a világ számos országában kutatott szénhidrogén után. Ezt követően 1933-tól a magyarországi szénhidrogén-kutatás és kitermelés megteremtésének szentelte életét.

Mivel Magyarországon még mindig nem tartják méltónak arra, hogy sírját a Nemzeti Sírkert részeként nyilvántartásba vegyék, az egész alakos bronzszobra ünnepélyes felavatásának

Kapnikbányán, különös jelentősége van. Erre a Magyar Olajipari Múzeum, a Magyar Olaj- és Gázipari Rt., a MOL Románia, Kapnikbánya önkormányzata, KRUPICZER Antal kapnikbányai származású szobrászművész, BORKA Ernő kapnikbányai plébános és DEBRECENI L. Zoltán bányász helytörténész, múzeumőr közreműködésével, s támogatásával került sor.

A felavatási ünnepség fő szervezője, TÓTH János a Magyar Olajipari Múzeum igazgatója volt. Kiemelkedőnek mondható, az a nemzetiségtől független összefogás is, ami a szervezést és magát az ünnepséget jellemezte. Az ilyen közös megemlékezések a két ország és nép jó irányú együttműködésének jelei, amire a jövőben építeni lehet.

Az ünnepségre sokan jöttek el, magyarok és románok, fejet hajtani a legendás életű tudós geológus előtt. Ha szülőhelyén is őrzik emlékét, s jobban megismerik életrajzát, munkásságát, Romániában is tovább nőhet PAPP Simon tisztelete, amit emberi magatartása, tudása és szakmai eredményei alapján egyaránt kiérdemelt. Azért is, mivel 1917-ben részt vállalt a romániai Cîmpina és Moreni petróleum kitermelés helyreállításában. S jó viszonyt tartott fenn több román tudóssal, köztük a Román Földgáz Rt. elnökével, L. MRAZEK geológus professzorral, és C. I. MOTA vezérigazgatóval.

A felavatási ceremónia, a felső-handali római katolikus templomban kezdődött, ahol BORKA Ernő kapnikbányai plébános tartott szentmisét. Innen a bányászmenet, a közeli „Karitász-épületébe" vonult, ahol Bindiu NICOLAE Kapnikbánya polgármestere, és ROBÁK Károly, a Mol romániai ügyvezető igazgatója mondott köszöntő beszédet. Ez után került sor a szobor ünnepélyes leleplezésére és ökumenikus megáldására. Az avatás után az épület falán található, PAPP Simon és BORN Ignác közös emléktábla koszorúzására került sor, amit állófogadás követett.

A szobor leleplezése után megtudtuk, hogy, a szobrászművész, PAPP Simon Új-Guineai éveinek emlékét örökítette meg. Az akkori idők jellegzetes trópusi öltözetében, és azokkal a népművészeti tárgyakkal, melyeket az ottani évei alatt gyűjtött, s ma a Néprajzi Múzeum tulajdonában találhatók. Ezzel a geológus PAPP Simonnak egy új, a népművészetet kedvelő és gyűjtő arculatát ismerhetjük meg. Ami nem volt tőle idegen, hiszen gyermek éveit, egy hosszú évszázados tradíciókkal rendelkező többnemzetiségű településen töltötte, ahol a különböző népművészeti elemekkel naponta találkozott. Részét képezték életének, és kitörölhetetlenül mély nyomokat hagytak benne.

RÉTHY KÁROLY

MEGJELENT KÖNYVEK

Megjelent CSÁSZÁR Géza: **Magyarország és környezetének regionális földtana I. Ppaleozoikum–paleogén** című egyetemi tankönyv 328 oldal terjedelemben, 32 színes fényképtáblával, 87 fekete-fehér ábrával, földrajzi és szelektált földtani névmutatóval és „szamárvezetővel". Beszerezhető az Eötvös Kiadónál, az ELTE jegyzetboltjában és a Libri könyvesboltjaiban.

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
Radócz (1974), ill. (Radócz 1974)
Galácz & Vörös (1972), ill. (Galácz & Vörös 1972)
Kubovics et al. (1987), ill. (Kubovics et al. 1987)
(Galácz & Vörös 1972; Radócz 1974, 1982; Kubovics et al. 1987)
(Radócz 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 135/3, 2005

Tartalom — Contents